Földtani Közlöny

135/1 A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY

Budapest, 2005

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 135/5

Budapest
ISSN 0015-542X

Főtámogató
MOL Rt.

Sponsor
MOL Rt.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 135/1, 1-30. (2005) Budapest

L'ichthyofaune du Badenien supérieur diatomitique de Várpalota (comté de Veszprém, Hongrie): Signification paléoécologique

A várpalotai diatomitos felső-badeni halfaunája és annak paleoökológiai jelentősége

Jean GAUDANT[1]

(15 Figures, 2 Planches)

Keywords:Fisches, Teleosts, Moronids, Gobiids, Badenian, Hungary, brackish water
Tárgyszavak: halak, Teleostei, Moronidae, Gobbiidae, badeni, Magyarország, félsós víz

Összefoglalás

KÓKAY (1987) jelezte halmaradványok felfedezését a várpalotai lignitet fedő badeni alginitban. E képződmény késő-badeni korát kétféle módszerrel is megállapították. Egyrészt a lignitben talált emlősmaradványok a MN6–MN7 emlős biozónába sorolhatók (KORDOS 1985). Másrészt az alginit alsó részében közbetelepült riolittufa radiometrikus kora 14,6±0,4 M évnek bizonyult (BALOGH et al. 1983).

A jelen cikkben tárgyalt kis halegyüttes főként a Moronidae családba (farkassügér-alakúak) tartozó primitiv Percoideiből áll. Képviselői azonban különböznek az összes többi Moronidától abban, hogy van supramaxillarejuk, amely a Moronidáknál általában hiányzik. Minthogy minden egyéb bélyegük megfelel a Moronidae meghatározásának, úgy tekintjük őket, mint olyan Moronidákat, amelyek megőriztek egy a Percichthyidae családból ismert bélyeget. Ezért az Eomorone nov. gen. új nemet állítottuk fel e halak számára, amelyek az *E. kokayi nov.* sp. típusfajba tartoznak. E faj diagnózisa a következő.

„Megnyúlt testű Moronida; preoperculumának alsó peremén néha kétfelé hasított tüskék vannak. Ezek általában lefelé és hátrafelé irányulnak. Az operculumot általában két egyenlőtlen tüske díszíti. A lacrymale pereme szabad és sima. A cleithrum hátsó hasi szöglete sima. 24 csigolyája van, ebből 14 posztabdominális. Farkúszója villás 17 fősugárból áll. Ezek közul 15 ízelt és kétágú. A háti és a hasi oldalon 7-8 peremi sugár van. A farki tengelyváz 3 epuraleből áll. A hátúszó kettős: IX (X) +I+11-12 sugár. Az anális úszó 3 tüskével kezdődik. A második a legerősebb és a leghosszabb. A lepidotrichák száma 8. A testet ctenoid pikkelyek borítják."

Egyetlen kistermetű példány tanúskodik a Gobiidae (géb-alakúak) jelenlétéről a képződményben. Ezt *Gobius* cf. *brevis* (AGASSIZ)-nak (kurtagéb) határoztuk meg.

A Moronidae és a Gobiidae egy-egy fajának együttes jelenléte a várpalotai felső-badeniben arra enged következtetni, hogy az ősmaradványokat magába záró alginit enyhén csökkentsósvízi közegben rakódott le. Ezt igazolja a diatóma-flóra összetétele is.

Résumé

L'alginite qui recouvre le banc de lignite qui était exploité dans le bassin de Várpalota (comté de Veszprém, Hongrie) a livré une ichthyofaune d'âge badenien supérieur dont l'âge radiométrique est proche de 14,6 ±0,4 Ma. Elle est principalement composée de Percoidei primitifs appartenant à la famille des Moronidae. Toutefois, la persistance du supramaxillaire qui a normalement disparu chez les Moronidae, a nécessité la création d'un genre nouveau, *Eomorone* Nov. Gen., dont l'espèce-type est nommée *E. kokayi* Nov. Gen., nov. sp.

Un petit représentant de la famille des Gobiidae a également été récolté. Il est décrit ici comme *Gobius* cf. *brevis* (AGASSIZ).

[1] 17, rue du Docteur Magnan, F-75013 Paris (France) (UMR 8569 du CNRS)

L'ichthyofaune du Badenien supérieur diatomitique du bassin de Várpalota caractérise un milieu faiblement saumâtre, comme l'indique également la composition de la flore diatomitique.

Abstract

The alginit overlying the lignitic bed of the Várpalota basin (Veszprém county, Hungary) has yielded a fish-fauna which is Upper Badenian in age, its radiometric age being approximately 14.6±0.4 My. Its main component is a species of primitive Percoids belonging to the Moronids. However, the occurrence of a supramaxillary which is normally absent in Moronids, has made necessary the creation of a new genus *Eomorone* Nov. Gen., the type species of which is named *E. kokayi* Nov. Gen., nov. sp.

A small Gobiid fish has also been collected. It is described as *Gobius* cf. *brevis* (Agassiz).

The fish-fauna of the diatomitic Upper Badenian of the Várpalota Basin is indicative of a feebly brackish environment, as also shown by the composition of the diatom flora.

Introduction

Le bassin de Várpalota est situé à une vingtaine de kilomètres au nord-est de Veszprém, en Transdanubie (*Fig. 1*).

Le Badenien du bassin de Várpalota a donné lieu à de nombreuses recherches géologiques, principalement en raison de l'existence d'une importante formation lignitifère exploitable (4 à 8 mètres d'épaisseur) (Kókay 1967, 1971, 1973, 1987, 1991; Solti 1980a, 1980b, 1981). C'est au cours de l'exploitation minière qui nécessitait l'enlèvement des morts terrains que fut observée la présence de poissons fossiles dans des niveaux marno-diatomitiques riches en matière organique (alginite), attribués au Badenien supérieur (Kókay 1987).

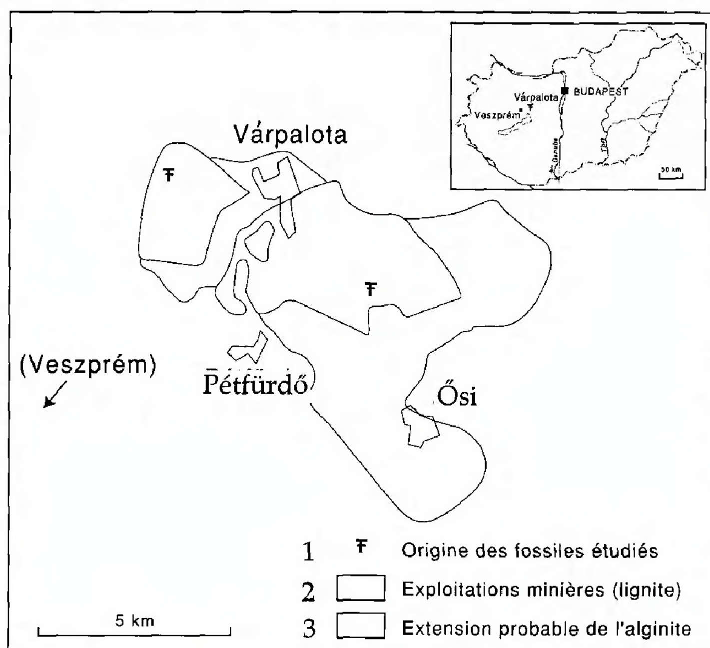


Fig. 1. Carte de localisation du bassin miocène de Várpalota

1. ábra. A várpalotai miocén medence helyét mutató térkép. 1 a leletek előfordulási helye, 2. a lignitkitermelés területe, 3. a lignit valószínű előfordulási területe

Le bassin de Várpalota au Miocène

Au Miocène, d'après les travaux de KÓKAY (1967, 1991), la sédimentation s'est poursuivie de façon pratiquement continue du Miocène inférieur jusqu'au Sarmatien dans le bassin de Várpalota. Elle a commencé dès l'Eggenburgien par des dépôts lacustres (argile Schluffstein). La transgression ottnangienne venue de l'est a débuté par un cailloutis de base auquel succéda une centaine de mètres de sables associés à des pélites très riches en Pectinidae. Après la régression qui marqua la fin de cette période, le début du Karpatien fut marqué par une nouvelle transgression qui déposa 130 à 220 m de sédiments: dépôts clastiques riches en mollusques (Pectinidae) et bryozoaires, puis échinodermes (principalement scutelles et clypeasters) à l'ouest, auxquels correspond vers l'est une centaine de mètres de sédiments pélitiques. Après une nouvelle régression d'origine tectonique qui marqua la fin du Karpatien, une transgression venue de l'est s'est produite au Badenien inférieur. Elle a déposé jusqu'à une centaine de mètres de sédiments sableux à l'ouest du bassin alors qu'à l'est se déposaient des argiles parfois marneuses riches en mollusques. Après un épisode régressif attribué au Badenien moyen, la reprise de la subsidence a entraîné la reprise de la sédimentation au début du Badenien supérieur.

D'après KÓKAY (1971), le Badenien supérieur débute par un banc de lignite de 4 à 8 mètres de puissance. Il est recouvert par quelques décimètres d'une argile marneuse à Congéries et *Theodoxus* dans laquelle il a identifié les espèces suivantes: *Congeria böckhi* WENZ, *Theodoxus crenulatus várpalotensis* BARTHA, *Bulimus vadászi* WENZ, *Brotia escheri* (BRONGNIART), *Gyraulus* cf. *pavlovici* (BRUSINA) et *Ferrissia deperdita* (DESMAREST). Au-dessus prend place la formation marno-diatomitique (alginite) dont la puissance atteint généralement une cinquantaine de mètres. Cette formation a elle-même été subdivisée par SOLTI (1980a) en:

– une couche inférieure d'alginite gris-verdâtre à structure finement laminaire, dont l'épaisseur atteint généralement de 8 à 10 mètres (27 mètres dans le sondage V-271 : KÓKAY 1991). C'est elle qui a livré l'ichthyofaune étudiée dans le présent article;

– un lit de tuf dacitique épais d'environ un mètre, qui est présent dans la majeure partie du bassin. L'analyse radiométrique de ce tuf par la méthode K/Ar, réalisée dans le bassin voisin de Bántapuszta, a permis d'obtenir un âge de 14,6± 0,4 Ma (BALOGH et al. 1983);

– une couche supérieure d'alginite massive de couleur grisâtre, épaisse de 100 mètres dans le sondage V-271 (KÓKAY 1991).

D'après KORDOS (1985), le Badenien de Várpalota a livré des restes de Mammifères parmi lesquels ont été reconnus *Gomphotherium* sp., *Deinotherium bavaricum* von MEYER, *Listriodon* sp., *Palaeomeryx* sp., un Rhinocerotidae indéterminé et un Artiodactyle indéterminé. Ce matériel provient à la fois de la couche de lignite et de l'alginite qui peuvent donc être corrélées avec les biozones mammaliennes MN6 et 7. Compte tenu des informations actuellement disponibles, la position stratigraphique de l'alginite fossilifère est exprimée à l'aide de la *figure 2*.

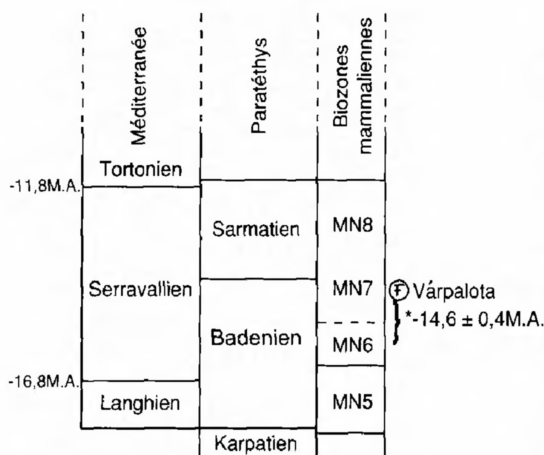


Fig. 2. Position stratigraphique de l'alginite fossilifère à poissons de Várpalota

2. ábra. A halmaradványokat tartalmazó várpalotai alginit rétegtani helyzete

Le milieu de dépôt de l'alginite fossilifère a pu être précisé grâce à l'étude des diatomées réalisée par HAJÓS (in SOLTI 1980a). La flore diatomitique apparaît très faiblement diversifiée puisque quatorze genres seulement y ont été reconnus. Parmi eux, les genres halophytes Coscinodiscus et Anisodiscus y sont représentés massivement par de nombreuses espèces et variétés. HAJÓS note également la présence de sept espèces ou variétés planctoniques relativement abondantes: *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (espèce euryhaline des eaux douces à faiblement saumâtres), *Fragilaria brevistriata, Fr. pinnata, Gomphonema intricatum* var. *fossilis* (caractéristique des eaux douces à faiblement saumâtres), *Melosira kochii, M. undulata* et *M. undulata* var. *normannii.* Enfin, les espèces suivantes sont très rares: *Amphiprora paludosa, Amphora holsatica, Rhopalodia gibba* et *Surirella striatella* (caractéristiques des milieux saumâtres), *Caloneis bacillum, Cymbella aspera* et *Epithemia* sp. (eaux douces) et *Diploneis* sp. (épiphyte). D'après HAJÓS (in SOLTI 1980a), la flore diatomitique de l'alginite de Várpalota caractériserait un milieu faiblement saumâtre de type mésohalin (5–7‰). Ce milieu est interprété comme une lagune qui devait communiquer avec la mer.

L`ichthyofaune de Várpalota

Le matériel recueilli dans l'alginite de Várpalota constitue une collection d'une trentaine de spécimens plus ou moins fragmentaires qui, tous, à l'exception d'un seul, appartiennent à une même espèce de poissons percoïdes. L'unique spécimen qui en diffère appartient à la famille des Gobiidae.

Famille Moronidae
Genre *Eomorone* Nov. Gen.
Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp.

(Fig. 3–15; Pl. 1, Pl. 2, fig. 1–4)

A l'exception d'un seul spécimen de Gobiidae, cette espèce constitue la totalité des pièces squelettiques recueillies à Várpalota.

Forme générale du corps:

Les Percoidei fossiles de Várpalota sont des poissons dont la longueur standard est généralement comprise entre 60 et 140 mm. Toutefois, un spécimen incomplet devait atteindre environ 240 mm, si l'on fonde cette estimation sur la longueur de sa tête qui mesure approximativement 87 mm. Le corps est généralement élancé puisque sa hauteur maximale égale environ le quart de la longueur standard. La tête, de taille modérée, est comprise approximativement trois fois dans cette même dimension. La caudale, fourchue, est assez petite car sa longueur n'excède pas le 1/5 de la longueur standard.

La tête. — De forme allongée, sa hauteur excède à peine les 2/3 de sa longueur, comme le montre le spécimen V. 21891 sur lequel on peut voir que les frontaux (Fr) présentent un profil faiblement convexe. Sur le fossile V. 21889, les frontaux sont fossilisés à plat, ce qui permet de reconnaître le tracé du canal supraorbitaire. Comme le montre le spécimen V. 21891, la crête occipitale est basse. L'orbite est de taille moyenne : son diamètre horizontal égale environ le tiers de la longueur de la tête. La série infraorbitaire n'est jamais conservée, à l'exception du lacrymal dont le fossile V. 21883 permet de constater que son bord inférieur est totalement lisse.

La mâchoire supérieure est observable sur le fossile V. 21889 (Fig. 3; Pl. 2, fig. 3). On y distingue le maxillaire (Mx) dont le processus articulaire comporte une dépression longitudinale en forme de gouttière dans laquelle coulisse le processus articulaire saillant du prémaxillaire. Le corps du maxillaire qui s'élargit

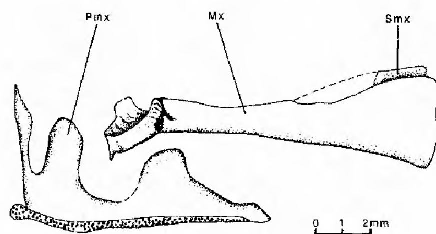


Fig. 3. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Mâchoire supérieure du spécimen V. 21889. Mx: maxillaire; Pmx: prémaxillaire; Smx: supramaxillaire

3. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. A V. 21889 sz. példány felső állkapcsa. Mx: maxillare; Pmx: praemaxillare; Smx; supramaxillare

progressivement vers l'arrière est tronqué postérieurement perpendiculairement à son axe longitudinal. Au-dessus de la partie postérieure du maxillaire subsiste un fragment de supramaxillaire (Smx). Bien que près des 2/3 de cet os manquent, il est possible de déterminer sa longueur car le bord supérieur du maxillaire est légèrement évidé pour accueillir l'extrémité antérieure du supramaxillaire. Le prémaxillaire (Pmx) est également conservé sur la même pièce. Il est sensiblement plus court que le maxillaire. De ce fait, le processus ascendant qui mesure environ la moitié de la longueur du processus oral, paraît très développé. Le processus postmaxillaire prend également une allure massive en raison de la brièveté de la région postérieure de l'os. Le processus alvéolaire est garni d'un très grand nombre de petites dents villiformes dont la taille diminue progressivement vers l'arrière.

La mandibule (Fig. 4; Pl. 1, fig. 2) est bien conservée sur les spécimens inventoriés V. 21894 et V. 21889. Le premier d'entre eux permet d'observer le dentaire (Dent) dont le processus alvéolaire, partiellement visible, porte de très

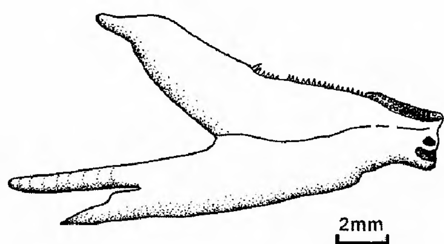


Fig. 4. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Dentaire du spécimen V. 21894

4. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. A V. 21894 sz. példány dentaleja

nombreux petits alvéoles dentaires. Le bord oral, approximativement rectiligne, s'élève régulièrement vers l'arrière à partir de la symphyse qui et relativement basse et près de laquelle on peut voir le pore symphysaire du canal mandibulaire. L'angulaire, fossilisé sur le spécimen V. 21889, présente une forme générale triangulaire. Sa cavité articulaire est peu marquée. Le bord inférieur de l'os est renforcé par un épaississement en forme de baguette. Le dermarticulaire n'est pas conservé.

De la région palato-carrée, il a seulement été possible d'observer le carré et une partie de l'ectoptérygoïde. Fossilisé sur le spécimen V. 21889, le carré, de forme générale triangulaire, ne diffère pas sensiblement de celui des autres Percoidei. Seule la partie postérieure de l'ectoptérygoïde, accolée au bord antérieur du carré est observable sur ce fossile.

Le préopercule est bien conservé sur plusieurs fossiles, et, particulier sur les pièces inventoriées V. 21883, V. 21887 et V. 21888. Une comparaison des deux premiers est particulièrement intéressante car elle permet de montrer les modifications subies par l'ornementation épineuse de l'os au cours de la croissance. Le spécimen V. 21887 (Fig. 5A) appartient à un individu dont la longueur standard peut être estimée à environ 75 mm (en dépit du fait que sa tête soit complètement désarticulée). Sa branche verticale est incomplète. Son bord postérieur est orné d'une série de petites épines dont la taille diminue progressivement vers le haut. La branche inférieure de l'os, sensiblement plus courte que la branche verticale, est légèrement effilée vers l'avant. Son bord inférieur est orné de trois épines de taille

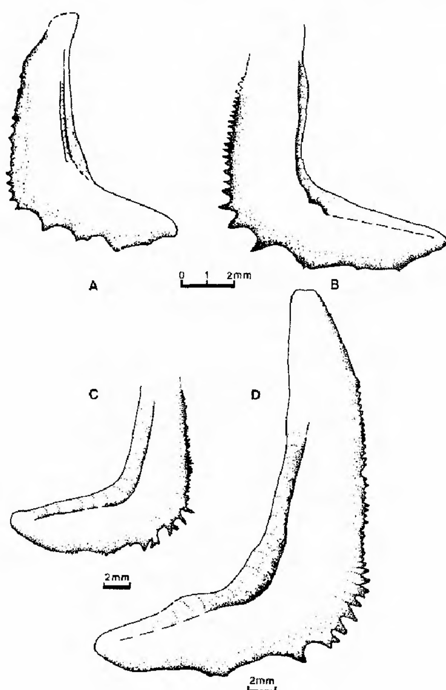


Fig. 5. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Préopercules. A: spécimen n° V. 21887; B: spécimen n° V. 21888; C: spécimen n° V. 21898; D: spécimen n° V. 21883

5. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. Praeoperculum. A: V. 21887 sz. példány, B:V. 21888 sz. példány, C: V. 21898 sz. példány, D: V. 21883 sz. példány

modérée, assez largement espacées entre elles. Le préopercule du spécimen V. 21888 (Fig. 5B), un peu plus grand que le précédent (sa longueur standard est estimée à environ 83 mm), porte des épines très petites sur la partie antérieure de son bord ventral, alors que celles portées par son angle postéro-ventral sont sensiblement plus développées que dans le cas précédent. Le préopercule V. 21898 (Fig. 5C) se distingue par la possession d'épines bifides sur son angle postéro-ventral. Sur le fossile inventorié V. 21883, dont la longueur de la tête égale 87 mm – ce qui correspond à une longueur standard d'environ 240 mm – (Fig. 5D), les épines qui ornent le bord ventral de l'os sont au nombre de trois et de taille extrêmement réduite. Il en va de même pour les épines portées par le bord postérieur de l'os. En revanche, celles qui garnissent l'angle postéro-ventral sont sensiblement plus grandes; on notera en outre que deux d'entre elles sont bifides.

L'opercule est conservé sur les spécimens V. 21903 et V. 21899 (Fig. 6A, B). En dépit de leur importante différence de taille, ces deux opercules possèdent une

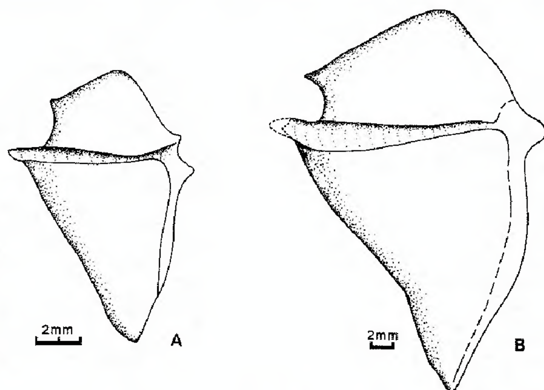


Fig. 6. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Opercules. A: spécimen V. 21903; B: spécimen 21899

6. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. Operculum. A: V. 21903 sz. példány, B: V. 21899 sz. példány

morphologie très semblable. De forme générale triangulaire, leur bord postérieur est orné de deux épines. L'épine principale constitue l'extrémité postérieure d'un épaississement osseux qui prend naissance au niveau de la cavité articulaire destinée à recevoir le processus opercularis de l'hyomandibulaire. Elle est relativement plus développée sur le spécimen V. 21899 (Fig. 6B), où elle fait plus fortement saillie vers l'arrière, que sur le fossile inventorié V. 21903 (Fig. 6A). Une seconde épine, à peine individualisée, prend place à l'extrémité du bord dorsal de l'os qui s'abaisse légèrement vers l'arrière. Elle est séparée de l'épine principale par une concavité qui est bien marquée sur le spécimen V. 21899. Au-dessous de l'épine principale, le bord postéro-ventral de l'os est pratiquement rectiligne. Le sousopercule est partiellement conservé sur le spécimen V. 21891 (Fig. 7). C'est un os de forme générale triangulaire dont le bord supérieur est accolé au bord postéro-ventral de l'opercule. L'interopercule n'a pas été observé.

De l'arc hyoïde, on connaît l'hyomandibulaire dont la tête articulaire et la majeure partie de la branche ascendante sont visibles sur le spécimen V. 21883. L'extrémité distale du symplectique, engagée dans la gouttière postérieure du carré, est par ailleurs fossilisée sur le fossile inventorié V. 21889. Enfin, les cératohyaux proximal et distal sont observables sur le spécimen V. 21894 (Fig. 8). Le premier d'entre eux possède une forme générale triangulaire tandis que le

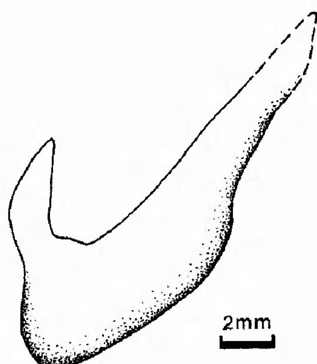


Fig. 7. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Sousopercule du spécimen V. 21906

7. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. Suboperculum, V. 21906 sz. példány

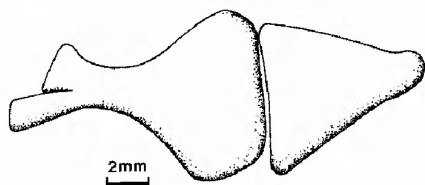


Fig. 8. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Cératohyaux proximal et distal du spécimen V. 21894

8. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. A V. 21894 sz. példány közeli és távoli ceratohyaljai

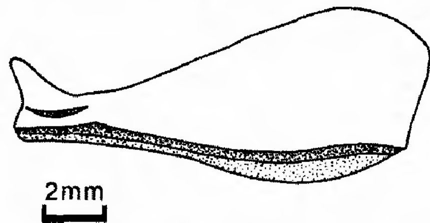


Fig. 9. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Urohyal du spécimen V. 21901

9. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. A V. 21906 sz. példány urohyalja

second, de type aliforme, possède une région proximale beaucoup plus large que son extrémité distale et divisée en un court processus supérieur élargi et un long processus inférieur étroit qui assurent l'articulation des deux hypohyaux.

L'urohyal, observable sur le spécimen V. 21901 (Fig. 9), est un os allongé qui possède un processus articulaire subtriangulaire dont la partie supérieure est projetée vers l'avant. La partie principale de l'os est développée en une lame disposée dans le plan sagittal. Sa hauteur maximale prend place dans sa partie postérieure.

Plusieurs otolithes ont été observées, soit in situ, soit isolées dans le sédiment. Ainsi, le spécimen V. 21885 portait initialement deux sagitta in situ. Pour faciliter leur observation, il a été nécessaire de prélever la sagitta droite (Fig. 10B). Cette sagitta dont la longueur excède légèrement 3,5 mm, présente une forme ovalaire, ses contours dorsal et ventral étant régulièrement convexes. Sa hauteur égale 56% de sa longueur. Le rostrum est très développé comme le montre le fait que sa longueur, mesurée de son extrémité à la verticale passant par l'extrémité de l'antirostrum, égale 28 % de la longueur de la sagitta. Sa face interne permet d'observer le sulcus qui est nettement divisé en deux parties, l'ostium étant sensiblement plus large que la cauda, qui est longue et étroite, et légèrement recourbée ventralement à son extrémité postérieure. Aucune excisura n'est visible sur le bord ostial de cette sagitta. L'antirostrum paraît de ce fait relativement peu marqué. La cauda est limitée dorsalement par une crista superior bien marquée qui la sépare de l'aréa relativement peu déprimée qui occupe la majeure partie du champ dorsal. Le champ ventral est régulièrement convexe.

La sagitta gauche, encore observable in situ (Fig. 10A), diffère légèrement de son homologue droite par la présence d'une excisura qui accidente le bord ostial et délimite un antirostrum bien individualisé. La distance horizontale entre les extrémités du rostrum et de l'antirostrum n'égale ici que 22% de la longueur de la sagitta.

Deux sagitta isolées prélevées dans le sédiment permettent de se faire une idée de la forte variabilité observable sur les otolithes de Moronidae de Várpalota (Fig. 11). La première (Fig. 11A), dont la longueur égale 4,7 mm pour une hauteur de 2,7 mm, possède une forme oblongue, assez semblable à celle de l'otolithe droite du spécimen V. 21885. En revanche, la seconde otolithe, dont la longueur égale 5,8 mm pour une hauteur de 3,5 mm (Fig. 11B), diffère de la précédente à la fois par son aspect plus massif, par le plus grand développement de son rostrum dont la longueur égale approximativement le quart de la longueur de l'otolithe, par la forme de son ostium, délimité postérieurement par une paroi verticale, par son bord dorsal subhorizontal accidenté de forts tubercules, et enfin par son angle postéro-dorsal évidé qui met en évidence un angle postérieur proéminent.

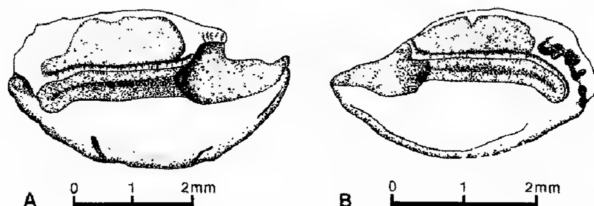


Fig. 10. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Otolithes droite et gauche du spécimen V. 21885 (l'otolithe droite a été prélevée). Face interne

10. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. A V. 21885 sz. példány jobb és bal otolitja (a jobb otolit el van távolítva). Belső felület

On notera enfin qu'une grande sagitta découverte isolée dans le sédiment atteint presque 8 mm de longueur (Fig. 12; Pl. 2, fig. 2). Elle provient donc d'un individu de grande taille. Elle diffère des précédentes par sa forme générale plus allongée, sa hauteur maximale égalant presque exactement la moitié de sa

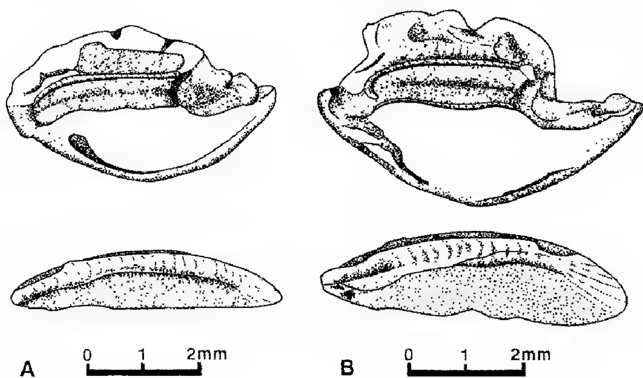


Fig. 11. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Otolithes gauches isolées. Face interne

11. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. Izolált bal otolitok. Belső felület

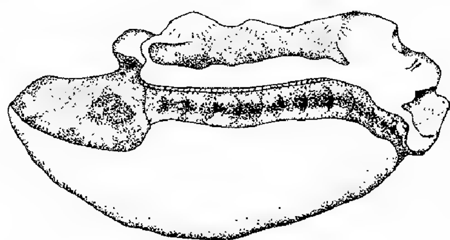


Fig. 12. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Otolithe droite isolée provenant d'un grand individu. Face interne

12. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. Egy nagy példányból származó izolált jobb otolit. Belső felület

longueur. En outre, contrairement au cas des sagitta décrites précédemment, le bord dorsal, légèrement concave, est accidenté par une série de tubercules proéminents dont le relief est souligné par la présence d'une aréa nettement déprimée. De même, le contour postérieur est assez fortement accidenté. Le sulcus est nettement divisé en un ostium et une cauda. Le bord ostial est entaillé par une excisura qui délimite un antirostrum bien marqué. La distance horizontale entre rostrum et antirostrum égale 23% de la longueur de la sagitta. Contrairement à ce que nous avons observé sur les sagitta décrites précédemment, la cauda, légèrement recourbée vers le bas à son extrémité postérieure, s'ouvre sur la partie postérieure du bord ventral.

Remarque: Les différences morphologiques observées entre cette sagitta et les autres observées sur le matériel provenant de l'alginite badenienne de Várpalota ne nous paraissentpas impliquer nécessairement l'existence d'une seconde espèce de Moronidae dans ce gisement car on sait que de telles différences peuvent également résulter de processus de croissance allométrique qui font que les otolithes d'individus adultes de grande taille diffèrent généralement de celles d'individus plus petits.

Le corps. – La colonne vertébrale se compose de 24 vertèbres, comme on peut le constater sur le spécimen V. 21897 qui est le seul sur lequel la colonne vertébrale est intégralement conservée. Le nombre de vertèbres postabdominales, observé sur un échantillon de 7 individus, semble avoir été constamment égal à 14, ce qui permet d'en déduire que le nombre de vertèbres abdominales du spécimen V. 21897 devait être égal à 10. Comme le montre ce même fossile, les trois neurapophyses antérieures sont quelque peu aplaties dans le plan sagittal. Les centra vertébraux sont tous sensiblement plus longs que hauts, l'allongement des centra étant plus marqué dans la région postabdominale où ils portent de longues neurapophyses et hémapophyses dont l'extrémité distale atteint approximativement les 2/3 de la distance séparant les régions dorsale et ventrale des centra, respectivement des bords dorsal et ventral du corps.

Aucune trace d'epipleuralia n'a été observée à l'avant de la région abdominale. Toutefois, le fait que cette région soit souvent désarticulée conduit à s'interroger sur la signification de cette observation.

Les côtes pleurales sont grêles et relativement courtes: leur extrémité distale prend place approximativement au tiers inférieur de la cavité abdominale.

La nageoire caudale, échancrée distalement, semble avoir été constituée de 17 rayons principaux dont 15 lépidotriches à la fois articulés et bifurqués, auxquels s'ajoutent, dorsalement et ventralement, environ 7 ou 8 rayons marginaux courts.

L'échancrure de la nageoire caudale présente une importance modérée puisque la longueur de ses lépidotriches axiaux égale les 2/3 de celle des plus longs rayons de chacun de ses lobes.

Le squelette caudal axial, observable sur les spécimens V. 21889 (Fig. 13; Pl. 2, fig. 4) et V. 21893 (Fig. 14), est composé de trois éléments: le complexe uro-terminal et deux vertèbres préurales libres. A l'arrière, le complexe uro-terminal (PU 1+U 1) supporte le parhypural (PHy), relativement long et étroit, et 5 hypuraux (Hy 1 à Hy 5). L'hypural inférieur (Hy 1), qui est le plus large, est

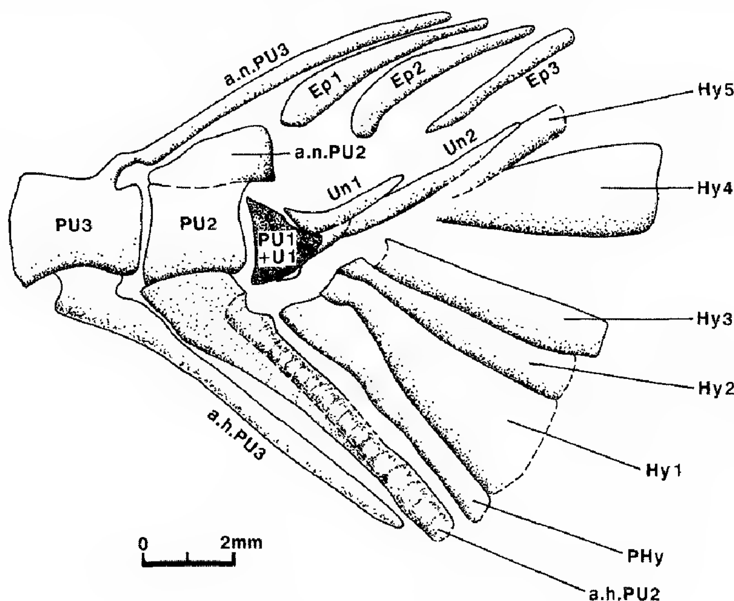


Fig. 13. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Squelette caudal axial du spécimen V. 21889. a.h. PU 2 : hémapophyse du centrum ural libre postérieur; a.h. PU 3 : hémapophyse du centrum ural libre antérieur; a.n. PU 2: arc neural porté par le centrum préural libre postérieur; a.n. PU 3: neurapophyse du centrum préural libre antérieur; Ep 1, Ep 2, Ep 3: épuraux; Hy 1, Hy 2, Hy 3, Hy 4, Hy 5: hypuraux; PHy: parhypural; PU 1+ U 1: complexe uro-terminal; PU 2: centrum préural libre postérieur; PU 3: centrum préural libre antérieur; Un 1, Un 2: uroneuraux

13. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. A V. 21889 sz. példány caudalis axialis váza. A.h. PU 2: a hátsó szabad uralis centrum hemapophysise; a.h. PU 3: a mellső szabad uralis centrum hemapophysise; a. n. PU2: a hátsó szabad preuralis centrum által tartott neuralis ív; a.n. PU3: a mellső szabad preuralis centrum neurapophysise; Ep.1, Ep.2, Ep.3: epiuralek; Hy1, Hy2, Hy3, Hy4, Hy5, : hypuralek; PHy: parhypural; PU 1+ U 1: uro-terminalis komplexum; PU 2: hátsó szabad preuralis centrum; PU 3: mellső szabad preuralis centrum UN 1, UN 2: uroneuralek

surmonté par un second hypural long et étroit (Hy 2). Des trois hypuraux qui supportent le lobe supérieur de la caudale, le second est le plus large. Deux uroneuraux semblent avoir été présents. Le plus antérieur (Un 1), assez fortement arqué, débute au-dessus de la partie antérieure du complexe uro-terminal. Au-dessous de sa moitié postérieure est situé le second uroneural (Un 2), pratiquement rectiligne. Trois épuraux (Ep 1-3) prennent place au-dessus du complexe uro-terminal. Les deux plus antérieurs sont arqués et assez nettement

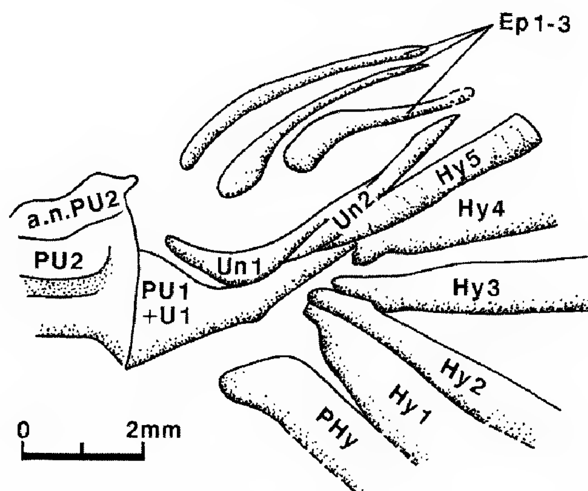


Fig. 14. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Squelette caudal axial du spécimen V. 21893. a.n. PU 2: arc neural porté par le centrum préural libre postérieur; Ep1-3: épuraux; Hy 1, Hy 2, Hy 3, Hy 4, Hy 5: hypuraux; PHy: parhypural; PU 1+ U 1: complexe uro-terminal; PU 2: centrum préural libre postérieur; Un 1, Un 2: uroneuraux

14. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. A V. 21893 sz. példány caudalis axialis váza. A. n. a hátsó szabad preuralis centrum által tartott neuralis ív; Ep. 1-3: epuralék; Hy 1, Hy 2, Hy 3, Hy 4, Hy 5: hypuralek; PHy: parhypural; PU 1 + U1: uro-terminalis komplexum; PU 2: hátsó szabad preuralis centrum; Un 1, Un 2: uroneuralek

élargis dans leur région proximale. Le troisième, plus court, est généralement plus ou moins rectiligne.

Le centrum préural libre le plus postérieur (PU 2) supporte un arc neural réduit et une hémapophyse très longue et quelque peu élargie, qui contribue au soutien de plusieurs rayons marginaux du lobe ventral de la caudale.

Le centrum préural libre antérieur (PU3) porte une longue neurapophyse qui soutient les rayons marginaux du lobe dorsal de la caudale, et une hémapophyse, également très longue, qui joue le même rôle vis-à-vis des rayons marginaux antérieurs du lobe ventral de la caudale.

La nageoire dorsale est formée de deux parties distinctes, quoique contiguës. On dénombre neuf ou dix épines à la dorsale antérieure. La longueur de celles-ci s'accroît progressivement jusqu'à la cinquième dont la longueur égale approximativement les 3/4 ou les 4/5 de la hauteur du corps mesurée à son point d'insertion. La longueur des épines postérieures diminue ensuite rapidement à partir de la septième.

La nageoire dorsale postérieure débute par une épine en arrière de laquelle prennent place 11 ou 12 lépidotriches dont seul le plus antérieur n'est pas bifurqué, alors que tous les autres sont à la fois articulés et bifurqués. La longueur des plus grands d'entre eux ne semble pas avoir égalé celle de la plus longue épine de la dorsale antérieure.

L'endosquelette de la nageoire dorsale se compose d'environ 18 axonostes proximaux dont sept soutiennent les épines de la dorsale antérieure (le huitième axonoste, situé sous la dernière épine de la dorsale antérieure, s'articule en effet

avec l'épine située à l'avant de la dorsale postérieure. L'axonoste proximal antérieur supporte les trois premières épines (la troisième s'articule avec l'extrémité de son processus postérieur). Seuls les axonostes proximaux antérieurs, relativement longs, s'intercalent entre les neurapophyses vertébrales correspondantes.

Les prédorsaux, au nombre de trois, sont caractérisés par leur forme en marteau due au développement de leur processus distal étiré transversalement par rapport à l'axe longitudinal de l'os. La disposition des prédorsaux par rapport aux neurapophyses des vertèbres abdominales antérieures n'a pas pu être déterminée de façon certaine.

La nageoire anale se compose de trois épines et de huit lépidotriches. La seconde épine anale est à la fois un peu plus longue et sensiblement plus robuste que la troisième. Sa longueur est généralement un peu inférieure à la hauteur du corps mesurée à son point d'insertion. La longueur des lépidotriches anaux demeure inconnue. Il est toutefois vraisemblable qu'elle ait été un peu supérieure à celle de la plus longue épine de la nageoire.

L'endosquelette de la nageoire anale débute par un axonoste antérieur à la fois très long et robuste, qui s'accole à l'hémapophyse de la première vertèbre postabdominale pour constituer un complexe hémaxanal. Plus en arrière prennent place sept axonostes proximaux plus courts. Seuls les plus antérieurs de ceux-ci sont suffisamment développés pour que leur extrémité proximale s'intercale entre les extrémités distales des neurapophyses correspondantes.

La ceinture scapulaire n'est conservée — et encore fort incomplètement — que sur le spécimen V. 21883 sur lequel on peut reconnaître les restes du cleithrum, le postcleithrum ventral et le postemporal. Bien qu'ils soient très fragmentaires, les restes du cleithrum permettent de constater que son angle postéro-ventral est pratiquement lisse. De même, comme le montre le spécimen V. 21906 (*Fig. 15*), le bord postérieur du posttemporal est dépourvu de toute ornementation. Cet os, bifide, est caractérisé par le grand développement de sa branche supérieure, longue et effilée, tandis que sa branche inférieure semble avoir été relativement massive.

Les nageoires pectorales n'ont laissé que des restes fragmentaires sur le spécimen V. 21883, ce qui ne permet de connaître ni le nombre des rayons qui la composent, ni leur longueur. En effet, neuf rayons seulement sont conservés sur ce fossile.

Les nageoires pelviennes se composent classiquement d'une épine et de cinq lépidotriches. Comme le montre le spécimen V. 21884, la longueur de l'épine pelvienne est un peu supérieure à la moitié de la hauteur maximale du corps.

La ceinture pelvienne est formée d'os pelviens triangulaires allongés qui s'articulent avec la branche inférieure du cleithrum. L'existence d'un processus postpelvien n'a pas pu être mise en évidence.

Ecailles – Le corps est couvert d'écailles cténoïdes bien visibles à l'arrière de la région abdominale du spécimen V. 21886 (Pl. 2, fig. 3). De forme générale ovale, elles portent sur leur champ antérieur huit à dix radii qui divergent légèrement vers l'avant. Autour du nucleus, de taille réduite, situé dans le tiers postérieur de l'écaille, sont disposés des circuli réguliers dont la densité atteint une trentaine au

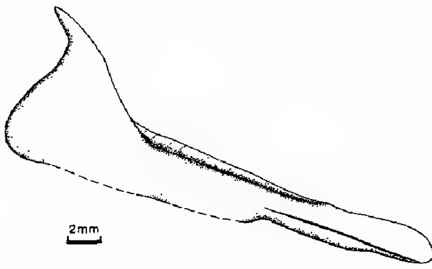


Fig. 15. Eomorone kokayi Nov. Gen., nov. sp. Badenien supérieur de Várpalota. Cleithrum du spécimen V. 21906

15. ábra. Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp. Várpalota, felső-badeni. A V. 21906 sz. példány cleithruma

millimètre. Le bord postérieur de l'écaille est orné d'une série de cténidies bien visibles.

Analyse taxonomique

Il ressort de la description précédente que les poissons qui prédominent dans l'alginite de Várpalota appartiennent à une espèce de Percoidei que ses principaux caractères permettent de rapporter à la famille des Moronidae. Ils possèdent en effet:

– un lacrymal à bord libre lisse;

– un préopercule dont le bord inférieur est orné d'épines plus ou moins développées dirigées vers le bas ou légèrement inclinées vers l'arrière et dont l'angle postéro-ventral porte des épines plus développées dont certaines peuvent être bifides;

– un opercule orné postérieurement de deux épines, l'épine principale étant surmontée par une épine plus courte dont elle est séparée par une concavité bien marquée;

– une colonne vertébrale composée de 24 vertèbres dont 14 postabdominales;

– une nageoire dorsale formée de deux parties contiguës: une partie antérieure comportant 9 (10) épines et une partie postérieure formée d'une épine et de 11 ou 12 lépidotriches;

– une nageoire anale formée de trois épines et de 8 lépidotriches, la deuxième épine étant à la fois la plus longue et la plus robuste;

– une nageoire caudale fourchue dont la longueur des lépidotriches axiaux égale les 2/3 de celle des plus longs rayons de chaque lobe;

– un corps couvert d'écailles cténoïdes.

Toutefois, ces poissons en diffèrent par la possession d'un supramaxillaire, alors que celui-ci, présent chez les Percichthyidae, a normalement disparu chez les Moronidae. Ils peuvent donc être considérés, en quelque sorte, comme les représentants d'une forme intermédiaire entre ces deux familles qui, par tous ses autres caractères, peut être considéré comme un Moronidae. C'est pourquoi nous le décrivons ici sous le nom *Eomorone kokayi* Nov. Gen., nov. sp.

Diagnose générique: Le genre *Eomorone* Nov. Gen. diffère de tous les représentants actuellement connus de la famille des Moronidae uniquement par la possession d'un supramaxillaire qui manque normalement chez tous les Moronidae, les représentants de cette famille étant normalement caractérisés par l'absence de supramaxillaire.

Origine du nom: Du latin *Eo*: aurore, et de *Morone* Mitchill, genre de Percoidei actuels.

Espèce-type: *Eomorone kokayi* Nov. Gen., nov. sp.

Diagnose spécifique: Moronidae au corps allongé. Préopercule dont le bord inférieur porte des épines parfois bifides, généralement orientées vers le bas et

vers l'arrière. Opercule orné postérieurement de deux épines inégales. Lacrymal à bord libre lisse. Angle postéro-ventral du cleithrum lisse. 24 vertèbres dont 14 postabdominales. Nageoire caudale fourchue composée de 17 rayons principaux dont 15 articulés et bifurqués, et, dorsalement et ventralement, de 7-8 rayons marginaux. Squelette caudal axial comportant 3 épuraux. Nageoire dorsale dédoublée : IX (X)+ I+11-12 rayons. Nageoire anale débutant par 3 épines dont la seconde est la plus robuste et la plus longue; 8 lépidotriches. Corps couvert d'écailles cténoïdes.

Holotype: Spécimen V. 21889 (montrant la présence d'un supramaxillaire), conservé à Budapest, dans les collections paléontologiques de l'Institut géologique de Hongrie (Magyar Állami Földtani Intézet).

Gisement type: Alginite badenienne de Várpalota (Comté de Veszprém, Hongrie).

Age: Badenien supérieur.

Origine du nom: L'espèce-type *E. kokayi* est dédiée au Dr Joseph Kókay, auteur de nombreux travaux sur le Néogène de Hongrie.

Rapports et différences: L'espèce *Eomorone kokayi* Nov. Gen., nov. sp. diffère des autres Moronidae actuellement connus dans le Miocène d'Europe centrale par la possession d'un supramaxillaire. Elle diffère en outre de l'espèce *Dicentrarchus* (?) *lepidotus* (Agassiz), du Miocène moyen d'Öhningen, à la fois par la disposition des épines qui ornent le bord inférieur de son préopercule et également par la morphologie de son opercule. Elle paraît en revanche plus proche de l'espèce *Morone* (?) *alsheimensis* (von Meyer), du Miocène inférieur du bassin de Mayence (von Meyer, 1859), bien que son opercule possède une épine supérieure sensiblement moins développée que cette dernière.

Famille Gobiidae

Genre Gobius L. (s.l.)

Gobius cf. *brevis* (Agassiz)

(Pl. 2, fig. 5)

Un unique petit spécimen dont la longueur standard n'excède pas 19 mm indique la présence d'un Gobiidae dans le Badénien de Várpalota. Malheureusement, son état de conservation relativement médiocre ne permet pas d'en donner une description anatomique détaillée. C'est un poisson au corps trapu dont la hauteur maximale, égale à 4,5 mm, est à peine inférieure au quart de la longueur standard.

La tête, massive, est caractérisée par sa cavité buccale courte et oblique. En effet, la longueur de la mandibule n'excède pas les 2/5 de la longueur de la tête, ce qui a pour effet de situer l'articulation de la mandibule avec le crâne au-dessous de la partie antérieure de l'orbite. Le cératohyal distal, caractérisé par sa morphologie aliforme est observable au-dessous de la région orbitaire.

La composition de la colonne vertébrale est impossible à déterminer. Il semble toutefois que le nombre de vertèbres postabdominales ait été de 16 ou 17. Postérieurement, le complexe uro-terminal supporte deux grandes plaques hypurales triangulaires symétriques. La nageoire caudale n'est que partiellement

conservée, seuls les articles basaux des lépidotriches qui la composent étant observables.

Des deux nageoires dorsales ne subsistent que des débris. En revanche, on peut dénombrer 8 rayons à la nageoire anale. On peut également observer que les nageoires pectorales occupent une position relativement haute sur le flanc et que les nageoires pelviennes prennent place au-dessous des pectorales.

Le corps est couvert d'écailles, très probablement de type cténoïde, dont la surface est ornée de rides longitudinales.

Analyse taxonomique: Compte tenu de l'état de conservation médiocre de l'unique Gobiidae découvert à ce jour dans le Badenien supérieur de Várpalota, il est difficile de préciser son appartenance spécifique au sein du genre *Gobius* L. (s.l.). On peut toutefois noter que ce poisson possède un corps trapu, comme c'est le cas pour l'espèce *Gobius brevis* (AGASSIZ), du Miocène moyen d'Öhningen (Allemagne). Le Gobiidae de Várpalota est toutefois encore plus trapu que *G. brevis* (AGASSIZ) dont la hauteur maximale du corps égale 15 à 18% de la longueur standard (GAUDANT 1980), contre 23,7% dans le cas présent. De plus, son nombre de vertèbres postabdominales est compatible avec les valeurs observées chez *G. brevis* (AGASSIZ) où l'on en dénombre 15 à 17. C'est pourquoi nous croyons devoir désigner le Gobiidae de Várpalota comme *G.* cf. *brevis* (AGASSIZ).

Conclusion

L'étude de l'ichthyofaune fossilisée dans l'alginite badenienne de Várpalota conduit à souligner son caractère oligospécifique qui peut être interprété comme l'indice d'un milieu particulier, peu favorable aux poissons aussi bien dulcaquicoles que marins sténohalins.

Précisément, l'un des deux genres identifiés à Várpalota est étroitement apparenté à des genres marins euryhalins qui pénètrent durablement dans les estuaires et les lagunes, voire dans les eaux douces et se reproduisent fréquemment en eaux saumâtres comme c'est le cas des espèces actuelles des genres *Morone* MITCHILL et *Dicentrarchus* Gill. Or on connaît précisément dans le Miocène d'Europe centrale plusieurs Moronidae qui vivaient dans des eaux saumâtres, comme c'était le cas de *Morone* (?) *alsheimensis* (von MEYER) dans le Miocène inférieur du bassin de Mayence (Allemagne) (von MEYER 1859; GAUDANT 2000a) et, probablement, du Moronidae indéterminé observé dans le Karpatien de Wies (Autriche) (GAUDANT 2000b). On connaît d'autre part un Moronidae lacustre, *Dicentrarchus* (?) *lepidotus* (Agassiz) dans le Badenien d'Öhningen (Allemagne) (MICKLICH & BÖHME 1997). En revanche, le cas des quelques squelettes de "*Labrax*" *elongatus* (KRAMBERGER) trouvés associés à des Mugilidae dans le Badenien de Popovac (Serbie – GAUDANT 1998) est d'interprétation plus délicate puisque les Mugilidae actuels nécessitent normalement de pouvoir retourner à la mer pour s'y reproduire.

D'autre part, la découverte d'un Gobiidae dans l'alginite de Várpalota n'est en aucun cas, comme on pourrait le croire, l'indice d'une influence marine dans le bassin. En effet, si ce poisson appartient bien à une famille fondamentalement marine, celle-ci possède actuellement de très nombreuses espèces vivant

exclusivement dans les eaux douces comme c'est le cas pour *Gobius nigricans* (Canestrini) et *Padogobius martensi* (Günther), endémiques des eaux douces italiennes et également pour *Proterhorinus marmoratus* (Pallas), largement répandue dans les tributaires de la mer Noire. On notera en outre la présence de l'espèce *Gobius brevis* (Agassiz) dans le Badenien lacustre d'Öhningen (Allemagne) (Gaudant 1980) et dans le Karpatien d'Eibiswald (Autriche) (Gaudant 2000b).

On peut donc affirmer que les poissons recueillis dans l'alginite badenienne de Várpalota confirment totalement l'interprétation paléoécologique proposée par Hajós (in Solti 1980a) en se fondant sur l'étude des diatomées.

Référénces – Irodalom

Balogh K. 1984: A K/Ar földtani kormeghatározási módszer hazai bevezetése és alkalmazásának eredményei. – Thesis Cand. Sci. Hungarian Acad. Sci. Library, Budapest.

Balogh, K., Pécskay, Z., Széky-Fux, V. & Gyarmathi, P. 1983: Chronology of Miocene volcanism in North-East Hungary. – *Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique* **51**, 149–158.

Gaudant, J. 1980: Mise au point sur l'ischthyofaune miocène d'Öhningen (Baden, Allemagne). – C. R. Acad. Sci. 291 (D), 1033–1036.

Gaudant, J. 1998: L'ichthyofaune des eaux continentales miocènes de Serbie (Yougoslavie): une révision. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **207/1**, 107–123, 4 fig., Stuttgart.

Gaudant, J. 2000a: Nouvelles observations sur quelques Percoidei (Poissons téléostéens) des eaux douces et saumâtres du Cénozoïque européen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **217/2**, 199–244, 21 fig., 2 tabl., Stuttgart.

Gaudant, J. 2000b: Nouvelles recherches sur l'ichthyofaune lacustre du Karpatien inférieur d'Eibiswald et observations sur quelques os isolés de poissons découverts aux environs de Wies (Styrie). – *Sitzungsber. österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl.*, Abt. **I, 207**, 15–43, 10 fig., 2 tabl., 2 pl., Wien.

Kókay J. 1967: A Bakony-hegység felsőtortonai képződményei (Obertortonische Ablagerungen des Bakonygebirges). – *Földtani Közlöny* **97/1**, 74–90, tabl. 7–9 (auf ungarisch mit deustsche Zusammenfassung).

Kókay, J. 1971: Das Miozän von Várpalota. – *Földtani Közlöny* **101/2–3**, 217–224.

Kókay J. 1973: Sajátos üledékképződési jelenség Várpalotáról. – *Földtani Közlöny* **103/2**, 196–198.

Kókay J. 1987: A Várpalotai bádeni képződmények rétegtani tagolása és ősföldrajzi rekonstrukciója (Stratigraphic subdivision and paleogeographic reconstruction of the Badenian at Várpalota). – *MÁFI Évi Jel.* **1985**-ről, 235–241 (in Hungarian with English abstract).

Kókay, J. 1991: Stratigraphische Revision der unter- und mittelmiozänen Bildungen des Beckens von Várpalota (Bakony-Gebirge). – In: Lobitzer, H. & Császár, G. (Ed.) Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn, Teil 1 101–108, Wien.

Kordos L. 1985: A magyarországi eggenburgi–szarmata képződmények szárazföldi gerinces maradványai, biozonációja és rétegtani korrelációja (Terrestrial vertebrate remains from the Eggenburgian to Sarmatian of Hungary: biozonation and stratigraphic correlation). – *MÁFI Évi Jel.* **1983**-ról 157–165 (in Hungarian with English abstract).

Meyer, H. von 1859: Perca Alsheimensis und Perca moguntina aus dem Mittel-Rheinischen Tertiär-Becken. – *Palaeontographica* 7, 19–24, Cassel.

Micklich, N. & Böhme, M. 1997: Wolfsbarsch-Funde (Perciformes, Moronidae) aus den Süßwasser-Diatomiten von Kuclín (Böhmen) nebst Anmerkungen zur taxonomischen Stellung von "Perca" lepidota aus den Süßwasser-Kalken von Öhningen (Baden). – *Paläontologische Zeitschrift* **71(1/2)**, 117–128, 15 Abb., Stuttgart.

Solti G. 1980a: A várpalotai Bádenien koru diatomás agyagmárga összlet olajpala-földtani vizsgálata (Oil-shale geological studies in the Badenian diatomitic marls from Várpalota). Thèse, *MÁFI*, Budapest.

SOLTI, G. 1980b: The oil shale deposit of Várpalota. – *Acta Mineralogica-Petrographica* **24/2**, 289–300, Szeged.
SOLTI G. 1981: A Várpalotai olajpala. – *MÁFI Évi Jel.* **1979**-ről, 249–265, 9 fig., 1 tabl., Budapest.

Kézirat beérkezett: 2004. 02. 17.

Planche 1 – 1. tábla
Badenien supérieur de Várpalota – *Eomorone kokayi* Nov. Gen., nov. sp.
Felső-badeni, Várpalota – *Eomorone kokayi* Nov. Gen., nov. sp.

Fig. 1. Vue générale du spécimen V. 21884
1. ábra. A V. 21884 sz. példány általános nézete

Fig. 2. Tête du spécimen V. 21891. Ang: angulaire; Cl: cleithrum; Dent: dentaire; Fr: frontal; Hmd: hyomandibulaire; Op: opercule; Pmx: prémaxillaire; Pop: préopercule; Psph: parasphénoïde; Q: carré; R. br: rayons branchiostèges; Sop: sousopercule
2. ábra. A V. 21891 sz. példány feje. Ang: angulare; Cl: cleithrum; Dent: dentale;, Fr: frontale; Hmd; hyomandibulare; Op: operculum; Pmx: praemaxillare; Pop: praeoperculum; Psph; parasphenoid; Q: carré; R. br: branchiosteg sugarak; Sop: suboperculum

Fig. 3. Mâchoires du spécimen V. 21889. Mx: maxillaire; Pmx: prémaxillaire; Smx: supramaxillaire
3. ábra. A V. 21889 sz. példány állkapcsai. Mx: maxillare; Pmx: praemaxillare; Smx: supramaxillare

Planche 2 – 2. tábla
Badenien supérieur de Várpalota – *Eomorone kokayi* Nov. Gen., nov. sp.
Felső-badeni, Várpalota – *Eomorone kokayi* nov. gen., nov. sp.

Fig. 1. Otolithe gauche isolée. Face interne
1. ábra. Izolált bal otolit. Belső felszín

Fig. 2. Otolithe gauche isolée. Face interne
2. ábra. Izolált bal otolit. Belső felszín

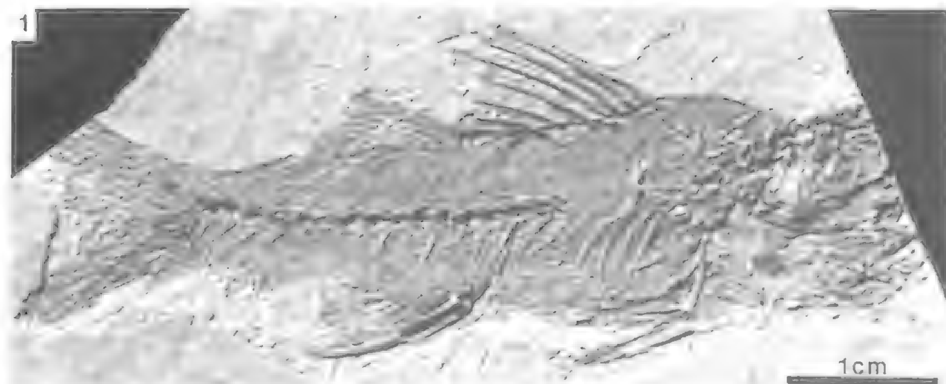
Fig. 3. Ecaille du spécimen V. 21886
3. ábra. A 21 886 sz. példány pikkelye

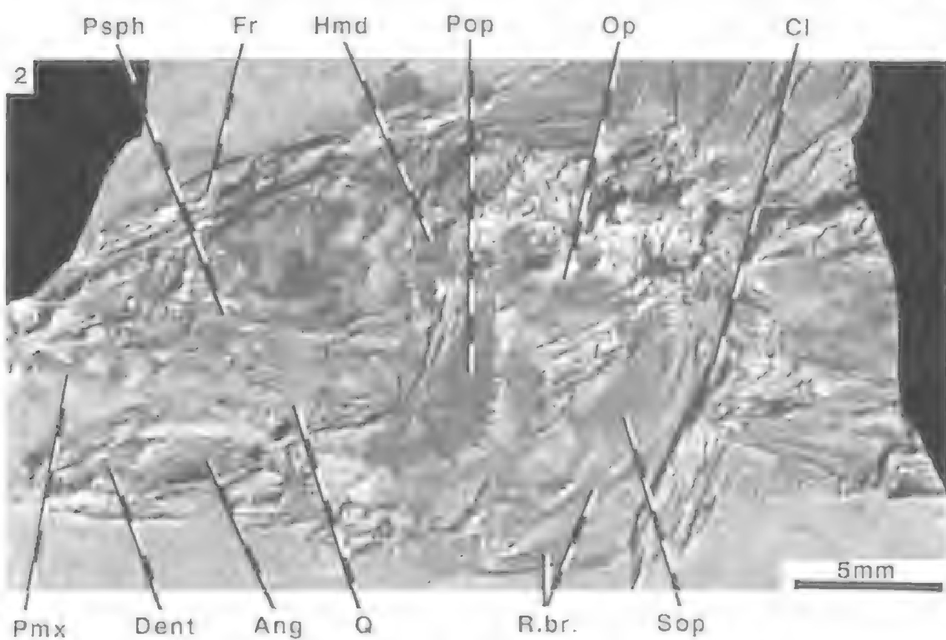
Fig. 4. Squelette caudal axial du spécimen V. 21889. a.h. PU 2 : hémapophyse du centrum ural libre postérieur; Ep 1-3: épuraux; Hy 1, Hy 2, Hy 3, Hy 4, Hy 5: hypuraux; PHy: parhypural; PU 1+ U 1: complexe uro-terminal; PU 2: centrum préural libre postérieur; PU 3: centrum préural libre antérieur; Un : uroneural
4. ábra. A V. 21889 sz. példány caudalis axialis váza. a.h. PU2 2: a hátsó szabad uralis centrum hémapophysise; Ep. 1-3: épiuralék; Hy1, Hy2, Hy3, Hy4, Hy5: hypuralék; PU 1 + U1: uro-terminalis komplexus; PU 2: hátsó szabad preuralis centrum; PU 3: mellső szabad preuralis centrum; Un: uroneuralis

Gobius cf. *brevis* (AGASSIZ)

Fig. 5. Vue générale du spécimen V. 21907
5. ábra. A V. 21 907 sz. példány általános nézete

Planche 1 – 1. tábla





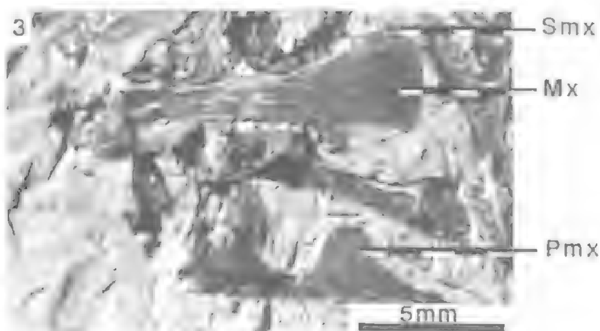
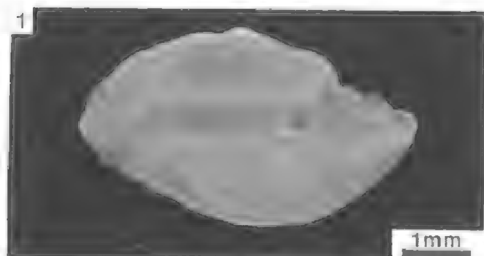
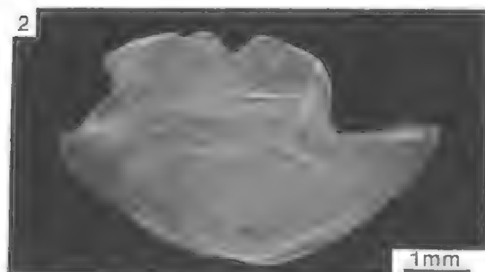
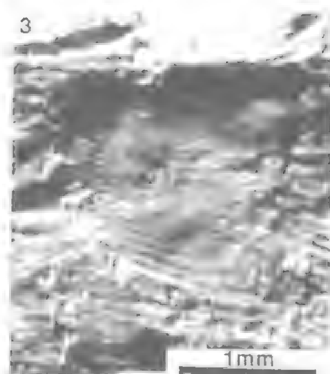
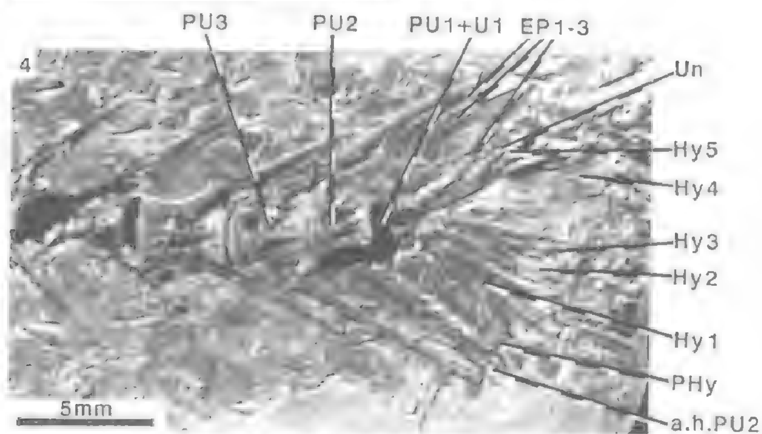


Planche 2 – 2. tábla









A várpalotai diatomitos felső-badeni halfaunája és annak paleoökológiai jelentősége

Jean Gaudant

Bevezetés

A Várpalotai-medence Veszprémtől mintegy 20 km-re északkeletre, a Dunántúlon található.

A Várpalotai-medence badenijét, főleg a benne található 4–8 méter vastagságú, kitermelhető lignittelepnek köszönhetően, számos ízben tanulmányozták (Kókay 1967, 1971, 1973, 1987, 1991, Solti 1980a, 1980b, 1981). A meddő kőzetek eltávolítását szükségessé tevő bányászati feltárások a felső-badenibe sorolt (Kókay 1987), nagy szervesanyag-tartalmú diatomás márgában (alginit) halmaradványok felfedezését eredményezték.

A Várpalotai-medence a miocénben

Amint azt Kókay (1967, 1991) kimutatta, a Várpalotai-medencében a miocén folyamán gyakorlatilag folyamatos üledékképződés zajlott a miocén elejétől a szarmatáig. A szedimentáció az eggenburgiban tavi üledékek (Schluffstein agyag) lerakódásával kezdődött. A keleti irányból érkezett transzgresszió eredményeként először kavicsréteg rakódott le, majd mintegy 100 m vastagságban homok, melyhez *Pectinidae*kben nagyon gazdag pelites üledékek társulnak. A korszak végét jelző regresszió után, a kárpáti elején újabb transzgresszió történt, amely mintegy 130–220 méter vastag üledéksort rakott le. Ez utóbbit nyugaton puhatestű- (*Pectinidae*) és bryozoa-maradványokban, valamint tüskésbőrűekben (főként *Scutellá*kban és *Clypeaster*ekben) gazdag törmelékes üledékek alkotják, míg keleten mintegy 100 m vastag pelites rétegsor képviseli. A kárpáti végét jelző, tektonikus okokra visszavezethető regresszió után keletről újabb transzgresszió érkezett a kora-badeniben, amelynek eredményeként a medence nyugati részén mintegy 100 m homokos üledék, míg keleten puhatestűekben gazdag, olykor márgás agyag rakódott le. A badeni közepe táján lejátszódott regresszív epizód után az újból meginduló süllyedés maga után vonta az üledékképződés visszatértét a késő-badeni elején.

Kókay (1971) szerint a felső-badeni egy 4–8 m vastag lignitréteggel kezdődik. Erre néhány 10 cm vastag, Congeriákat és Theodoxusokat tartalmazó márgás agyag települ. Az előforduló fajok a következők: *Congeria böckhi* Wenz, *Theodoxus crenulatus várpalotensis* Bartha, *Bulimus vadászi* Wenz, *Brotia escheri* (Brongniart), *Gyraulus* cf. *pavlovici* (Brusina) és *Ferrissia deperdita* (Desmarest). E fölött található az általában 50 m-t elérő vastagságú márgás–diatomás rétegsor (alginit), amely Solti (1980a) szerint az alábbi egységekre bontható:

– alsó, zöldesszürke színű, laminites szerkezetű alginitréteg, melynek vastagsága általában eléri a 8–10 m-t (27 m a V–271 sz. fúrásban: Kókay 1991). Ebből származik a jelen dolgozatban tárgyalt halfauna;

– körülbelül egy méter vastag dácittufa, amely a medence nagy részén megtalálható. A szomszédos Bántapusztai-medencéből származó mintán a K/Ar módszerrel végzett radiometrikus kormeghatározás szerint a kora 14,6± 0,4 millió év (BALOGH et al. 1983; BALOGH 1984).

– felső, szürkés színű, tömeges alginit, melynek vastagsága 100 m a V–271 fúrásban (KÓKAY 1991).

KORDOS (1985) szerint a várpalotai badeni emlősmaradványokat is tartalmaz, melyekből a következő alakokat lehetett meghatározni: *Gomphotherium* sp., *Deinotherium bavaricum* von MEYER, *Listriodon* sp., *Palaeomeryx* sp., egy meghatározhatatlan *Rhinoceratoidae* és egy ugyancsak meghatározhatatlan *Artiodactyla*. Ez az anyag a lignitből és az alginitből került elő, ami lehetővé teszi azok korrelációját az MN6 és MN7 emlős biozónákkal. A jelenleg rendelkezésre álló adatokat figyelembe véve mutatja be az ősmaradványokat tartalmazó alginit rétegtani helyzetét az *1. ábra*.

Az alginit lerakódási környezetének pontosabb rekonstruálását HAJÓS (in SOLTI 1980a) diatomavizsgálatai tették lehetővé. A diatomaflóra változatossága nagyon kicsinek tűnik, mivel csak 14 nemzetséget sikerült azonosítani. Közülük a *Coscinodiscus* és *Anisodiscus* halophyta nemzetségek tömegesen, számos fajjal és változattal szerepelnek. HAJÓS ugyancsak jelzi hét planktoni faj vagy változat viszonylag tömeges előfordulását is. Ezek: *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (euryhalin édesvízi – gyengén félsósvízi faj), *Fragillaria placentula, Fr. pinnata, Gomphonema intricatum* var. *fossilis* (az édesvízre és gyengén sós vizekre jellemző faj), *Melosira kochii, M. undulata* és *M. undulata* var. *normannii*. Végül pedig előfordulnak nagyon ritka fajok is: *Amphiprora paludosa, Amphora holsatica, Rhopalodia gibba* és *Surirella striatella* (a félsós vizekre jellemzőek), *Caloneis bacillum, Cymbella aspera* és *Epithemia* sp. (édesvíziek), valamint *Diploneis* sp. (epiphyta). HAJÓS (in SOLTI 1980a) szerint a várpalotai alginit diatomaflórája gyengén félsós, mezohalin (5–7‰) környezetre utal. Ilyen viszonyokegy lagúnában uralkodhattak, amelynek összeköttetésben kellett állnia a tengerrel.

A várpalotai halfauna

A várpalotai alginitből gyűjtött anyag mintegy 30 többé-kevésbé töredékes példányt tartalmaz, melyek egy kivételével a percoid halak ugyanazon faját képviselik. Az egyetlen tőlük különböző példány a Gobiidae családba tartozik.

Család: Moronidae
Nemzetség: Eomorone nov. gen.,
Eomorone kokayi nov. gen., nov. sp.

(3–15. ábra; 1. tábla, 2. tábla 1–4. ábra)

Egyetlen Gobiidae-példány kivételével ebbe a fajba sorolható az összes Várpalotán talált maradvány.

A test általános alakja

A várpalotai fosszilis Percoideik standard hossza általában 60 és 140 mm közötti. Az egyik hiányos példány azonban, a megközelítőleg 87 mm hosszú fej alapján, legalább 240 mm hosszúságot sejttet. A test általában nyújtott, a legnagyobb magasság nagyjából a standard hossz negyede. A közepes méretű fej körülbelül harmada a teljes hossznak. A villás farkúszó viszonylag kicsi, a hossza nem haladja meg a standard hossz egyötödét.

A fej. – A fej megnyúlt, magassága alig haladja meg a hossz kétharmadát. Amint az a V. 21891 sz. példányon látható, a frontalék kissé konvexek. A V. 21889 sz. példányon a frontalék laposan őrződtek meg, ami lehetővé teszi a supraorbitális csatorna lefutásának a megfigyelését. Ahogy az a V. 21891 sz. példányon látható, az occipitális él (crista occipitalis) alacsony. Az orbita közepes méretű, vízszintes átmérője a fej hosszának a harmada. Az infraorbitális sorozat (garat alatti foglemez) egyik példányon sem őrződött meg a V. 21883 sz. példányon látható lacrimale kivételével, amely lehetővé teszi annak megállapítását, hogy az alsó széle teljesen sima.

A felső állkapocs a V. 21889 sz. példányon tanulmányozható (*3. ábra; 2. tábla, 3. ábra*). Megkülönböztethető a maxillare (Mx) melynek ízesülési nyúlványa egy csepp alakú hosszanti mélyedést hordoz, melyben a premaxillaréból kiemelkedő nyúlvány ül. A maxillare teste, mely hátrafelé nagyobbodik, hátul a hossztengelyére merőlegesen csonkolt. A maxillare hátsó része fölött foglal helyet a supramaxillare (Smx) egy töredéke. Jóllehet e csont kétharmada hiányzik, lehetséges volt megállapítani a hosszát, mivel a maxillare felső pereme kissé kivájt a supramaxillare elülső végének a befogadására. A premaxillare (Pmx) ugyancsak megőrződött ezen a példányon. Ez jelentősen rövidebb, mint a maxillare. Az igen jól fejlett postmaxilláris nyúlvány az orális nyúlvány hosszának a felével azonos méretű. A csont hátulsó régiójának a rövidsége miatt a postmaxilláris nyúlvány ugyancsak erőteljesnek látszik. Az alveoláris nyúlvány nagyon sok kisméretű fogat hordoz, melyek mérete hátrafelé haladva csökken.

A mandibula (*4. ábra; 1. tábla, 2. ábra*) a V. 21894 és V. 21889 sz. példányokon jó állapotban örződött meg. Az előbbin tanulmányozható a dentale (Dent), melynek részben látható alveoláris nyúlványa nagyon sok kicsiny fogmedret hordoz. A megközelítőleg derékszögű orális szegély a viszonylag alacsony symphisistől hátrafelé haladva szabályosan emelkedik. A symphisis mellett látható a mandibuláris csatorna symphisisi pórusa. A V. 21889 sz. példányon megőrződött angularia nagyjából háromszögalakú. Az articuláris vájat kevéssé kifejlődött. A csont alsó szegélyét pálcaformájú megvastagodás erősíti. A dermarticulaire nem örződött meg.

A palatoquadratum régióból csak a carré és az ectopterigoid egy része vizsgálható. A V 21889 sz. példányon megőrződött, nagyjából háromszög alakú carré nem különbözik jelentősen a többi Percoideiétól. Az ectopterigoidnak csak a carré mellső pereméhez kapcsolódó hátsó része őrződött meg ezen a példányon.

A praeoperculum a legtöbb példányon jól megőrződött, különösképpen a V. 21883, V. 21887 és a V. 21888 számúakon. A két első összehasonlítása különösen érdekes, mivel lehetővé teszi a csonttüskés díszítés változásának nyomon követését az egyedfejlődés folyamán. A V 21887 sz. példány (*5a. ábra*) egy olyan

egyed maradványa, melynek standard hossza 75 mm-re becsülhető (annak ellenére, hogy a fej teljesen szétesett). A praeoperculum függőleges ága hiányos. A hátsó szélét kis tüskék sora díszíti, melyek magassága fölfelé fokozatosan csökken. A csont alsó ága, amely lényegesen rövidebb mint a függőleges, kissé megnyúlt előrefelé. Alsó szegélyét három mérsékelt méretű, széles közökkel elválasztott tüske díszíti. Az előzőnél valamivel nagyobb (83 mm körüli standard hosszúságúra becsülhető) V 21888 sz. példány (*5b ábra*) praeoperculumjának ventralis szegélyének a mellső részén nagyon kicsiny tüskéket hordoz, pedig a posteroventralis szegélyén lévők jóval fejlettebbek, mint az előző példányon. A V. 21898 (ábra 5c) praeoperculumja a postero-ventralis szögleten ülő bifid tüskékkel különbözik a többitől. A V. 21883 számmal leltározott példányon, amely a fejének 87 mm-es hossza alapján 240 mm szokásos hosszúságú lehetett (*5d ábra*), a csont ventralis szegélyét díszítő tüskék száma csak három, és a méretük is rendkívül kicsi. Ugyanez mondható el a csont hátulsó szegélyén lévő tüskékről is. Ezekkel ellentétben a posteroventralis szögleten ülő tüskék sokkal nagyobbak, s közülük kettő bifid.

Az operculum a V. 21903 és a V. 21899 sz. példányokon őrződött meg (*6a, b ábra*). A jelentős méretbeli különbség ellenére e két operculum nagyon hasonló. Nagyjából háromszög alakúak, hátulsó szegélyüket két tüske díszíti. A fő tüske alkotja annak a csontmegvastagodásnak a hátulsó végét, amely a hyomandibulaire opercularis nyúlványának a befogadására szolgáló articularis vájat magasságában kezdődik. A fő tüske viszonylag erősebben fejlett a V. 21899 sz. példányon (*6b ábra*), amelyen hátrafelé erősebben kiemelkedik, mint a V. 21903 sz. példányon (*6a ábra*). Egy második, kevésbé önálló tüske található a hátrafelé kissé csökkenő magasságú csont dorsalis peremének a csúcsán. A fő tüskétől homorulat választja el, amely jól látható a V. 21899 sz. példányon. A fő tüske alatt a csont posteroventralis szegélye gyakorlatilag egyenes. A suboperculum a V. 21891 sz. példányon részben megőrződött (*7. ábra*). Ez egy nagyjából háromszög alakú csont, melynek felső széle az operculum posteroventralis részéhez kapcsolódik. Az interoperculum nem volt vizsgálható.

A hyoid ívből a hyomandibulaire ismert, melynek ízesülési feje és felfelé nyúló ágának nagy része látható a V. 21883 sz. példányon. A symplecticumnak a carré hátsó rovátkájába illeszkedő távolabbi vége a V. 21889 sz. példányon őrződött meg. A proximalis és distalis ceratohyalok a V. 21894 sz. példányon láthatók (*8. ábra*). Közülük az első nagyjából háromszög alakú, míg az utóbbi szárnyformájú, melynek proximalis régiója sokkal nagyobb, mint a distalis vége, és egy rövid, kiszélesedő felső nyúlványra, valamint egy hosszú, keskeny alsó nyúlványra osztható, mely utóbbi a két hypohyale közötti ízesülést biztosítja.

Az urohyale, amint a V. 21901 sz. példányon látható (*9. ábra*), megnyúlt csont, amely közel háromszög alakú ízesülési nyúlványt hordoz, mely utóbbi felső része előre nyúlik. A csont fő része egy, a sagittalis síkban elhelyezkedő lemez. Maximális magasságát a hátsó részén éri el.

Számos otolit, részint in situ, részint az üledékből kinyert izolált példányként volt viszgálható. A V. 21885 sz. példány eredetileg két sagittat tartalmazott in situ. A megfigyelésük megkönnyítése érdekében szükséges volt a jobb sagitta kiemelése (*10b ábra*). E sagitta, melynek magassága kissé meghaladja a 3,5 mm-t, nagyjából ovális alakú, dorsalis és ventralis körvonala szabályosan domború.

Magassága a hossz 56%-a. A rostrum nagyon fejlett, amit az a tény is mutat, hogy a végétől az antirostrum végének a vonaláig mért hossza a sagitta hosszának a 28%-a. Belső felszínén tisztán két részre tagolódó sulcus figyelhető meg. Az ostium jelentősen nagyobb mint a cauda, amely hosszú, keskeny, és a hátulsó végén kissé felfelé görbülő. Semmilyen bemetszés nem látható ennek a sagittanak az ostialis szegélyén. Így az antirostrum viszonylag kevésbé fejlett. A caudat dorsalisan egy erős felső crista határolja, amely elválasztja a dorsalis mező fő részét elfoglaló, viszonylag kissé benyomódott területtől. A ventralis mező szabályosan domború.

A még in situ megfigyelhető bal sagitta (*10a ábra*) kissé különbözik a jobb párjától, az ostialis szélét egy bemetszés tagolja, amely a jól fejlett antirostrumot határolja. A rostrum és az antirostrum végei közti vízszintes távolság nem nagyobb, mint a sagitta hosszának 22%-a.

Két, az üledékből kinyert izolált sagitta alapján képet lehetett kapni a várpalotai *Moronidae*-k otolitjainak az erős változékonyságáról (*11. ábra*). Az első (*10a. ábra*), melynek hossza 4,7 mm, magassága pedig 2,7 mm, nagyjából téglalap formájú, és hasonlít a V. 21885 sz. példány jobb otolitjának a formájához. A másik, 5,8 mm hosszú és 3,5 mm magas otolit (*11b. ábra*) viszont különbözik az előzőtől zömökebb megjelenésével, fejlettebb rostrumával, melynek hossza az otolitének mintegy negyede, valamint hátulról függőleges fallal határolt ostiumának az alakjával, közel vízszintes dorsalis szegélyének az erős gumók általi tagoltságával, illetve a kikanyarított posterodorsalis részével, amely a kiugró hátulsó sarkot teszi szembetűnővé.

Végezetül említésre érdemes egy nagy, majdnem 8 mm hosszú sagitta, amely az üledékből került elő (*12. ábra, 2. tábla, 2. ábra*), ez tehát egy nagyméretű példányból származhat. Az előzőektől megnyúltabb alakjával különbözik, valamint majdnem pontosan a hossz felének megfelelő legnagyobb magasságával. A korábban leírt sagittakkal ellentétben a kissé homorú dorsalis szegélyt kiemelkedő gumók sora teszi egyenetlenné, melyek domborúságát a határozottan benyomódott area hangsúlyozza. A hátsó körvonal ugyancsak erősen egyenetlen. A sulcus egyértelműen ostiumra és caudara osztott. Az ostialis szegélyben egy bemetsződés húzódik, amely a jól látható antirostrumot határolja. A rostrum és az antirostrum közti vísszintes távolság a sagitta hosszának 23%-a. Ellentétben azzal, ami a korábban leírt sagittakon látható, a hátsó végén kissé lefelé hajló cauda a ventralis perem hátsó részére nyílik.

Megjegyzés: Az észlelt morfológiai eltérések, melyek az iménti sagitta és a várpalotai badeni alginitből származó anyagból előkerült korábban leírtak között mutatkoznak, nem jelzik szükségszerűen egy másik *Moronidae* előfordulását ebben az üledékben, mivel ilyen eltéréseket a növekedés allometrikus folyamata is előidézhet, melynek eredményeként a nagytermetű felnőtt egyedek otolitjai általában különböznek a kisebbekétől.

A test. – A gerincoszlop 24 csigolyából áll, ahogyan az a V. 21897 sz. példányon látható. Ez az egyetlen, amelyen a gerincoszlop teljes egészében megőrződött. A postabdominalis csigolyák száma, mely egy hét egyedet tartalmazó mintán volt észlelhető, konstans módon 14-nek adódott, aminek alapján feltehető, hogy a V. 21897 sz. példány abdominalis csigolyáinak száma 10 kell, hogy legyen. Amint ugyanezen a példányon látható, a három első neuroapophysis kissé belesimul a

sagittalis síkba. A vertebra centrumok centra–vertebra hossza nagyobb, mint a magasságuk. A centrumok megnyúltsága a postabdominalis régióban a legszembetűnőbb, ahol a hosszú neurapophysiseket és a hemapophysiseket hordozzák, melyek távoli vége megközelíti a centra dorsalis és ventralis régióit, illetőleg a test dorsalis és ventralis széleit elválasztó távolság 2/3-át.

Az epipleuralia semmilyen nyomát sem lehetett vizsgálni az abdominalis régió előtt. Az a tény azonban, hogy ez a régió sokszor szétesett, megkérdőjelezi ennek az észlelésnek a jelentőségét.

A pleuralis bordák vékonyak és viszonylag rövidek. Távoli végük megközelítőleg az abdominalis járat alsó harmadánál helyezkedik el.

A distalisan félhold alakban kivágott farkúszót 17 fő sugár alkotja. Közülük 15 lepidotrichia egyszerre articulalt és villásan elágazó, melyekhez dorsalisan és ventralisan 7 vagy 8 rövid peremi sugár illeszkedik. A farokúszó kivágása viszonylag jelentős, mivel a tengelyi lepidotrichek hossza a lebenyi lóbák hosszabb sugarainak a 2/3-a.

A farki tengelyi váz, amely a V. 21889 (*13 ábra, 2 tábla., 4 ábra*) és a V.21893 számú példányokon észlelhető, három elemből áll, mégpedig a komplex uroterminálból és a két szabad pleuralis csigolyából. Hátul a komplex uro-terminál (PU1 + U1) tartja a parhypuraliat (PHy), amely viszonylag hosszú és keskeny, valamint az 5 hypuraliat (Hy1–Hy5). Az alsó hypuraliat (Hy1), amely a legszélesebb, felülmúlja a második, hosszú és keskeny hypuralia (Hy2). A caudal felső lebenyét tartó három hypuralia közül a második a legszélesebb. Két uroneurale valószínűsíthető. Az első (Un1) elég erősen ívelt, és az uro-terminal mellső része fölött kezdődik. A hátsó fele alatt helyezkedik el az egyenes vonalú második uroneuralia (Un2). Három epurale (Ep1–3) helyezkedik el az uroterminal komplex fölött. A két legelső ívelt, és a proximalis régióban meglehetősen kiszélesedett. A harmadik, rövidebb általában többé-kevésbé egyenes.

A leghátsó szabad pleuralis centrum (PU 2) egy kevéssé fejlett neurális ívet tart, valamint egy nagyon hosszú és kissé kiszélesedett hemapophysist, amely hozzájárul a caudale ventralis lebeny számos szélső sugarának a fenntartásához.

A mellső szabad pleuralis centrum (PU3) egy hosszú neurapophysist hordoz, amely fenntartja a caudale dorsalis lebenyének a szélső sugarait, valamint egy ugyancsak nagyon hosszú hemapophysist, amely ugyanazt a szerepet játssza a caudale ventralis lebenye mellső, szélső sugaraival szemben.

A hátúszó két megkülönböztethető, ám összefüggő részből áll. A mellsőn kilenc vagy tíz tüske számlálható meg. Ezek hossza fokozatosan növekszik az ötödikig, melynek hossza 3/4-e vagy 4/5-e a test magasságának a csatlakozási pontjánál mérve. A hátsó tüskék magassága a hetediktől kezdve gyorsan csökken.

A hátulsó háti úszó egy tüskével kezdődik, amely előtt 11 vagy 12 lepidotrichia helyezkedik el. Csak a legelső nem kettéágazó, míg az összes többi artikulált és kettéágazó. Közülük a legnagyobbnak a hossza sem tűnik azonosnak a mellső hátúszó leghosszabb tüskéjének a hosszával.

A hátúszó belső váza mintegy 18 közeli axonostból (os radiiferum) áll, melyek közül hét tartja a mellső hátúszó tüskéit (a nyolcadik axonost, amelyik a mellső hátúszó utolsó tüskéje alatt helyezkedik el, valójában a hátsó hátúszó előtt lévő tüskével ízesül). A proximalis mellső axonost tartja az első három tüskét (a harmadik a hátulsó nyúlványénak a végével ízesül). Csak a viszonylag hosszú

proximalis mellső axonostok interkalálódnak a megfelelő vertebralis neuroapophysisek közé.

A három predorsale jellemzően kalapácsformájú, ami a csont tengelyéhez képest átlósan megnyúlt, fejlett distalis nyúlványuknak köszönhető. A predorsalek elhelyezkedését a mellső abdominalis csigolyák neurapophysiseihez képest nem lehetett bizonyossággal meghatározni.

Az anális úszó három tüskéből és nyolc lepidotricheből áll. A második anális tüske kissé hosszabb és határozottan robusztusabb, mint a harmadik. Ez kissé rövidebb, mint a test magassága az érintkezési pontjánál mérve. Az anális lepidotrichek hossza nem volt megállapítható. Minden valószínűség szerint kissé hosszabbak voltak, mint az úszó leghosszabb tüskéje.

Az anális úszó belső váza egy hosszú és robusztus mellső axonosttal kezdődik, amelyik hemaxinalis komplexumot alkotva az első postabdominalis csigolya hemapophysiséhez csatlakozik. Hét rövidebb proximalis axonost előrébb helyezkedik el. Közülük csak a legelsők eléggé fejlettek ahhoz, hogy a proximalis végük a megfelelő neurapophysisek distalis végei közé illeszkedjenek.

A scapularis öv általában nem őrződött meg, csak erősen hiányos módon a V. 21883 sz. példányon, amelyen felismerhetők a cleithrumok, a ventralis postcleitrumok, és a postemporalek maradványai. Jóllehet erősen töredékesek, a cleithrum maradványai lehetővé teszik annak a megállapítását, hogy a posteroventralis szöglete gyakorlatilag sima. Ugyanez mondható el a V. 21906 sz. példány alapján a postemporale hátsó szegélyéről (*15. ábra*), amely mentes minden díszítéstől. Ezt az elágazó csontot a hosszú és karcsú felső ágának az erősen fejlett mivolta jellemzi, míg az alsó ága viszonylag zömöknek tűnik.

A pectoralis úszóknak csak töredékes maradványai őrződtek meg a V. 21883-as példányon, amelyek nem teszik lehetővé sem az őket alkotó sugarak számának, sem azok hosszának a megállapítását. Csak kilenc sugár maradt meg ezen a példányon.

A pelvialis úszók hagyományosan egy tüskéből és öt lepidotricheből állnak. Ahogy azt a V. 21884 sz. példány mutatja, a pelvialis tüske hossza egy kissé meghaladja a legnagyobb testmagasság felét.

A pelvialis övet a cleithrum alsó ágához ízesülő háromszögalakú pelvis csontok alkotják. Posztpelvialis nyúlvány létezését nem lehetett bizonyítani.

Pikkelyek. A testet ctenoid pikkelyek borítják, amelyek jól láthatók a V. 21886 sz. példányon az abdominalis régió előtt (*2. tábla, 3 ábra*). Formájuk általában ovális. A mellső mezőjükön nyolc-tíz sugarat hordoznak, melyek előre kissé széttartanak. A pikkely hátsó harmadában elhelyezkedő mérsékelt nagyságú nucleus körül szabályos körök húzódnak, melyek sűrűsége eléri a harmincat milliméterenként. A pikkely hátsó szélét egy sor jól látható ctenidium díszíti.

Taxonómiai elemzés:

A fenti leírásból kitűnik, hogy a várpalotai alginitben előforduló halmaradványok a Percoidei egy faját képviselik, melyet a fő jellemzők alapján a *Moronidae* családba lehet sorolni. E bélyegek a következők:

– Szabad sima szélű lacrimale;

– praeoperculum, melynek alsó szélét lefelé vagy előre irányuló, többé-kevésbé fejlett tüskék díszítik, és amelynek posteroventralis sarka fejlettebb, esetenként hasadt tüskéket hordoz;

– hátul két tüskével díszített operculum. A fő tüskét felülmúlja egy rövidebb, melytől jól látható homorulat választja el;

– 24 csigolyából, köztük 14 postabdominalisból álló gerincoszlop;

– két, összefüggő részből álló hátúszó. Az első rész 9–10 tüskéből, a hátsó egy tüskéből és 11 vagy 12 lepidotricheből áll;

– három tüskéből és 8 lepidotricheből álló anális úszó. A második tüske a legnagyobb és leginkább robusztus;

– kettéágazó farkúszó, melyben a tengelyi lepidotrichek hossza az egyes lebenyek leghosszabb sugarainak a 2/3–a;

– ctenoid pikkelyekkel borított test.

Mindamellett e halak a supramaxillare meglétében különböznek, mert ez ugyan megtalálható a *Percichthyidae*knál, normálisan azonban hiányzik a *Moronidae*k körében. Megállapítható tehát, hogy mint afféle két család közti átmeneti forma képviselői, minden más bélyegük alapján a *Moronidae*k közé sorolhatók. Ezért írjuk le most *Eomorone kokayi* nov. gen., nov. sp. néven.

Általános diagnózis: Az *Eomorone* nemzetség a Moronidae család minden jelenleg ismert képviselőjétől egyedül a supramaxillare meglétében különbözik, ami normálisan hiányzik minden Moronidaenál.

A név eredete: A latin Eo=hajnal, és a *Morone* MITCHILL, a recens Percoideik egyik nemzetsége után.

Typusfaj: *Eomorone kokayi* nov. gen., nov. sp.

Specifikus diagnózis: Megnyúlt testű Moronidae. A praeoperculum, amelynek alsó széle esetenként hasadt tüskéket visel, általában lefelé vagy előre irányul. Az operculumot hátul két egyenlőtlen nagyságú tüske díszíti. A lacrimale sima szabad szélű. A cleithrumnak a posteroventralis sarka sima. A 24 csigolyából 14 postabdominalis. Az elágazó farokúszót 17 fő sugár alkotja, melyek közül 15 ízesült és kettéágazó, valamint a háti és hasi oldalon 7–8 szegélyi sugár. A farki tengelyi vázat 3 epurale alkotja. A hátúszó kettős: IX (X)+ I+11–12 sugarak. Az analis úszó 3 tüskével kezdődik, melyek közül a második a leghosszabb és legrobusztusabb, 8 lepidotriche. A testet ctenoid pikkelyek borítják.

Holotypus: V. 21889 sz. példány, amelyen látható a supramaxillare, és amely a Magyar Állami Földtani Intézet Őslénytani gyűjteményében található.

Típusréteg: Várpalotai badeni alginit (Veszprém megye).

Kor: Késő-badeni.

A név eredete: A típusfaj nevét (*E. kokayi*) Dr. KÓKAY József, a magyarországi neogénról szóló számos mű szerzője után kapta.

Összehasonlítás és különbségek: Az *Eomorone kokayi* nov. gen., nov. sp. a supramaxillare meglétében különbözik a Közép-Európa miocénjéből ismert többi *Moronidae*től. Az Öhningen középső-miocénjéből ismert *Dicentrarchus* (?) *lepidotus* (AGASSIZ) fajtól a praeoperculum alsó szélét díszítő tüskék elrendeződésében és az operculum morfológiájában különbözik. Közelebb állónak látszik viszont a *Morone* (?) *alsheimensis* (von MEYER) fajhoz, mely a Mayence-medence alsó-mio-

cénjéből ismert, bár az operculum felső tüskéje jóval kevésbé fejlett, mint az utóbbi fajé.

Gobiidae család
Gobius L. (s. l.)
Gobius cf. *brevis* (Agassiz)
(2. tábla, 5. ábra)

Egyetlen kicsiny példány, amelynek standard hossza nem haladja meg a 19 mm-t, jelzi egy Gobiidae jelenlétét a várpalotai badeniben. Sajnos viszonylag közepes megtartási állapota nem teszi lehetővé részletes anatómiai leírását. Ez egy zömök testű hal, melynek 4,5 mm-es legnagyobb magassága egy kicsit kisebb, mint a szokásos hossz negyede.

A zömök fejre a rövid és ferde buccalis üreg jellemző. Valójában a mandibula hossza nem haladja meg a fej hosszának a 2/5-ét, emiatt a mandibula és a koponya ízesülése az orbita mellső része alatt van. A jellemzően szárnyformájú distalis ceratohyal az orbitaire régió alatt látható.

A gerincoszlop felépítését nem lehet megállapítani. Mindenesetre úgy tűnik, hogy a csigolyák száma 16 vagy 17. Hátul az uroterminalis komplexus két nagy szimmetrikus háromszögletű hypuralis lemezt tart. A farokúszó csak részben figyelhető meg, kizárólag az azt alkotó lepidotrichek bazális ízesülései láthatók.

A két hátúszó csak töredékekben maradt meg. Viszont 8 sugarat lehet megszámlálni az anális úszóban. Ugyancsak megfigyelhető, hogy a pectoralis úszók viszonylag magasan helyezkednek el az oldalon, valamint hogy a pelvialis úszók a pectoralisok alatt találhatók.

A testet ctenoid típusú pikkelyek borítják, melyek felszínét hosszanti kiemelkedések díszítik.

Taxonómiai elemzés

A várpalotai felső-badeniből napjainkig előkerült egyetlen *Gobiidae* közepes megtartási állapotát figyelembe véve nehéz a *Gobius* L. (s. l.) nemzetségen belül közelebbről meghatározni. Mindazonáltal megjegyezhető, hogy ennek a halnak zömök teste van, mint ahogyan az Öhningen (Németroszág) középső-miocénjéből ismert *Gobius brevis* (Agassiz) fajnak is. A várpalotai *Gobiidae* azonban még zömökebb, mint a *G. brevis* (Agassiz), melynek legnagyobb magassága mintegy 15–18%-a a szokásos hossznak (Gaudant 1980), ellentétben a jelen esetben mérhető 23,7%-kal. Továbbá, a postabdominalis csigolyák száma ugyancsak összevethető a *G. brevis* esetében tapasztalhatóval, ahol az 15–17 közötti. Ezért úgy gondoljuk, hogy a várpalotai Gobiidae-t *Gobius* cf. *brevis* (Agassiz) néven kell leírni.

Konklúzió

A várpalotai badeni alginitben megőrződött halfauna tanulmányozása eredményeként megállapítható, hogy az oligospecifikus jellegű, ami az egykori környezet sajátos, mind az édesvízi, mind a stenohalin tengeri halak számára kevésbé kedvező jellegével magyarázható.

Pontosabban szólva, a két azonosított nemzetség közül az egyik esetleg azok közé a tengeri euryhalin nemzetségek közé sorolható, melyek tartósan behatolnak a tölcsértorkolatokba és lagunákba sőt az édesvizekbe is, és gyakran a félsósvizekben szaporodnak, mint a *Morone* MITCHILL és *Dicentrarchus* GILL nemzetségek mai fajai. Vagy pontosan Közép-Európa középső-miocénjéből ismeretes számos *Moronidae*, amely félsósvizekben élt, mint a *Morone* (?) *alsheimensis* (von MEYER) a Mayence-medence (Németország) alsó-mioicénjében (von MEYER 1859; GAUDANT 2000a), valamint talán a Wies (Ausztria) kárpátijában talált, közelebbről meghatározhatatlan *Moronidae* (GAUDANT 2000b). Ismeretes másrészt egy édesvízi *Moronidae* is, a *Dicentrarchus* (?) *lepidotus* (AGASSIZ) Öhningen (Németország) badenijéből (MICKLICH & BÖHME 1997). Viszont a Popovac (Szerbia) badenijében talált *„Labrax" elongatus* (KRAMBERGER) egyes, *Mugilidae*-k társaságában talált példányainak esete (GAUDANT 1998) pontosabb környezeti értelmezésre ad lehetőséget, mivel a recens *Mugilidae*-knek normálisan képeseknek kell lenniük visszatérni a tengerbe szaporodás céljából.

Másrészt, a *Gobiidae* felfedezése a várpalotai alginitben azonban semmi esetre sem jelez tengeri hatást a medencében, ahogyan azt az ember hihetné. Valójában, ha ez a hal egy lényegében tengeri családba tartozik is, ez utóbbi nagyon sok kizárólag édesvízben élő fajt is magában foglal, mint a *Gobius nigricans* (CANESTRINI) és a *Padogobius martensi* (GÜNTHER), melyek Olaszország édesvizeiben endemikusak, valamint a Fekete-tengerbe ömlő folyókban elterjedt *Proterhorinus marmoratus* (PALLAS). Mindezeken kívül megemlíthető a *Gobius brevis* (AGASSIZ) jelenléte Öhningen (Németország) tavi eredetű badenijében (GAUDANT 1980) és Eibiswald (Ausztria) kárpátijában (GAUDANT 2000b) is.

Megállapítható tehát, hogy a Várpalota badeni korú alginitjában talált halak ökológiai értelmezése teljes mértékben megerősíti a HAJÓS (in SOLTI 1980a) által a diatomák vizsgálata alapján levont, az őskörnyezetre vonatkozó következtetéseket.

Köszönetnyilvánítás

A Földtani Közlöny szerkesztőbizottsága az olvasók nevében megköszöni SZENTE Istvánnak és PÁSZTI Andreának a cikk szakszerű magyarra fordítását.

Földtani Közlöny 135/1, 31–55. (2005) Budapest

Egy csepp a magmából: Szilikátolvadék-zárványok a hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályaiban

A droplet of the magma: Silicate melt inclusions in olivine phenocrysts from alkali basalt of Hegyestű

KÓTHAY Klára[1] – SZABÓ Csaba[1] –TÖRÖK Kálmán[2] – Victor SHARYGIN[3]

(7 ábra, 5 táblázat, 1 tábla)

Tárgyszavak: Bakony–Balaton-felvidék, alkáli bazalt, szilikátolvadék-zárvány, olivin fenokristály, főelemösszetétel, tömegegyensúly számítás, kemence technika

Key words: Bakony–Balaton Highland, alkali basalt, silicate melt inclusion, olivine phenocryst, major element composition, mass balance calculation, furnace technique

Abstract

Columnar joint basalt of Hegyestű is one of the oldest volcanoes of the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (BBHVF), and a product of the late Miocene–Pleistocene alkali basalt volcanism in the Carpathian–Pannonian Region. The porphyric basalt contains olivine phenocrysts, clinopyroxene microphenocrysts and the groundmass consist of plagioclase, Ti-augite, magnetite, leucite and glass. The main aim of this study is to determine the original composition of the primary magma, from which the alkali basalt developed, by use of petrographic features and geochemical analyses of silicate melt inclusions in the olivine phenocrysts being the earliest crystallized phase in the alkali basalt.

The olivine phenocrysts (mg# = 82.0–87.2) contain trapped partially crystallized small droplets of the original magma and Cr-Al-spinel. Based on mass balance calculations, mafic-ultramafic (SiO_2 ~41 wt%), Al_2O_3 (~20 wt%), TiO_2- (~4 wt%), alkali- (~6 wt%) and CO_2-rich (min. 2 wt%) magma droplets were trapped into the olivine phenocrysts at about 1250–1325 °C. During evolution of the magma the droplets partially crystallized in the olivines and in the course of this process mineral sequence of rhönite + augite + Al-Mg-spinel + sulphide ± apatite ± rutile ± ilmenite ± sulphate formed. The volatile was separated as bubbles containing CO_2, whereas the residual melt was solidified as alkaline- and Si-rich glass indicating quick uprising and quenching process of the melt.

Összefoglalás

A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület egyik legidősebb (~6 millió éves) vulkáni felépítménye a Hegyestű, a Kárpát–Pannon régió késő-miocén–pleisztocén korú alkáli bazalt vulkanizmusának terméke. Az oszlopos kifejlődésű, porfíros szövetű bazaltban fenokristályként olivin, mikrofenokristályként Ti-augit jelenik meg, az alapanyagot plagioklász, Ti-augit, magnetit, leucit és foltokban kevés kőzetüveg alkotja. Ebben a tanulmányban a bazaltot létrehozó magma eredeti összetételének meghatározására teszünk kísérletet az olivin fenokristályok – mint legkorábbi kiválási termék – szilikátolvadék-zárványainak kőzettani vizsgálatával.

Az olvadékból elsőként kiváló, 82,0–87,6 mg-számú olivin fenokristályok a velük egyensúlyban képződött Cr-Al-spinelleken (cr# = 15,1–23,9) kívül, az eredeti magma apró olvadékcseppjeit is magukba zárták. A petrográfiai megfigyelések, geokémiai elemzések és modell számítások alapján ezek a bázisos-ultrabázisos [SiO_2- (~41 m/m%)], Al_2O_3- (~20 m/m%), TiO_2- (~4 m/m%), alkália-

[1]ELTE, Természettudományi Kar, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c, klara.kothay@geology.elte.hu, cszabo@cerberus.elte.hu

[2]ELTE, Természettudományi Kar, Geofizikai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter Sétány 1/c, torokklm@ludens.elte.hu

[3]UIGGM, Institute of Mineralogy and Petrography, Koptuyga Pr. 3, 630090 Novoszibirszk, Oroszország, sharygin@uiggm.nsc.ru

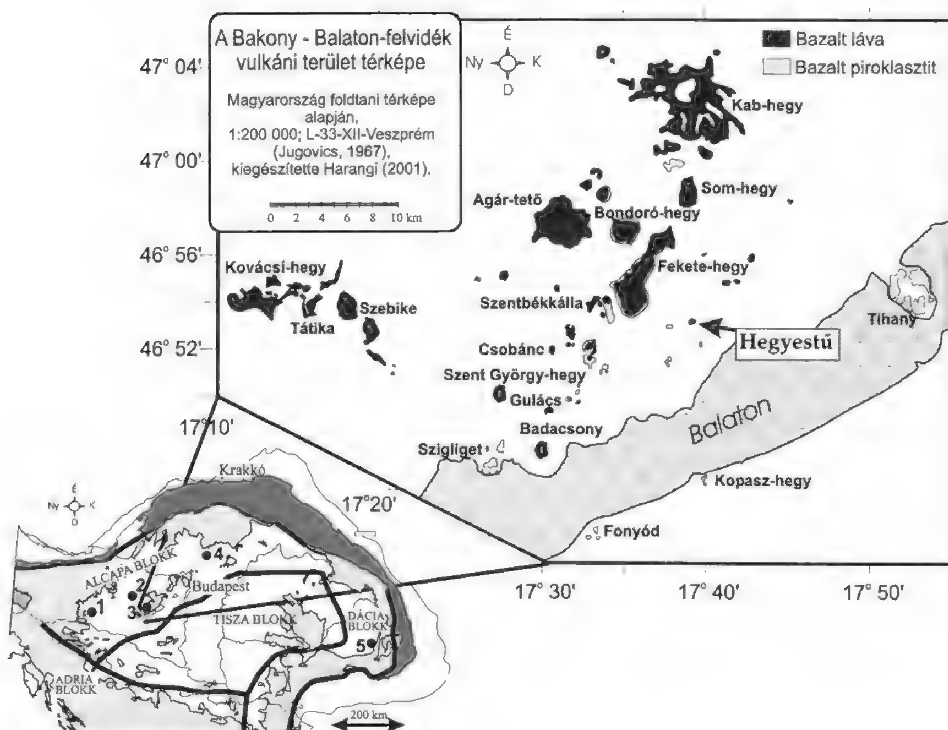
(~6 m/m%) és CO_2-ban igen gazdag (min. 2 m/m%) magmacseppek 1250–1325 °C-on záródtak be az olivin fenokristályokba. A kristályosodó olivinbe zárt olvadékcseppek a magma további fejlődése során részlegesen kikristályosodtak. Lényeges kristályos fázisként rhönit és augit vált ki, valamint kis mennyiségben Al-spinell, apatit, rutil, ilmenit, szulfid és szulfát ásványok. Az illó CO_2-tartalmú buborék formájában különült el, a maradék olvadék pedig – hirtelen megszilárdulásra, illetve a magma gyors felemelkedésére utalva – Na- és/vagy K-gazdag, savanyú kőzetüveget eredményezett a köztes térben.

Bevezetés

A Kárpát–Pannon régió az európai lemez szubdukciójához kapcsolódó középső-miocén–pliocén belső-kárpáti mészalkáli magmatizmust követő késő-miocén–pleisztocén (BALOGH et al. 1986) alkáli bazaltos vulkáni tevékenység termékei jól ismertek a Stájer-medencében, a Kisalföldön, a Bakony–Balaton-felvidéken, Nógrád–Gömörben és az Erdélyi-medence keleti peremén (SZABÓ et al. 1992; EMBEY-ISZTIN et al. 1993b – *1. ábra*). Az alkáli bazaltok és a bennük előforduló felsőköpenyből származó ultrabázisos és alsókéreg eredetű granulit xenolitok eddigi kutatásainak eredményeként (pl.: EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992; EMBEY-ISZTIN et al. 1993b; SZABÓ & TAYLOR 1994; SZABÓ et al. 1995; VASELLI et al. 1995, 1996; BALI et al. 2002; DOBOSI et al. 2003; DÉGI & TÖRÖK 2004) a Kárpát–Pannon régió alatti litoszféra a Föld egyik legjobban tanulmányozott és ismert területévé vált. A térséggel foglalkozó tanulmányok közül azonban csak egy (SZABÓ et al. 1996) használta a modern kőzettani és geokémiai kutatásokban jelentős tért nyert szilikátolvadék-zárványok tanulmányozásában rejlő lehetőségeket, holott a nemzetközi irodalomban számos publikáció foglalkozik a témával (pl.: SOBOLEV et al. 1972; ROEDDER 1979, 1984; CLOCCHIATTI & MASSARE 1985; DANYUSHEVSKY et al. 1992; KAMENETSKY & CLOCCHIATTI 1996; GIONCADA et al. 1998; FREZZOTTI 2001; LOWENSTERN 2003). Mivel a szilikátolvadék-zárványok vizsgálata hazánkban még nem közismert, kutatásunk tárgyául egy olyan vulkáni területet választottunk a Kárpát–Pannon régión belül, amely kőzettanilag részletesen feldolgozott és a területre vonatkozó, modern analitikai módszerekkel nyert, geokémiai adatbázis áll rendelkezésre. A vizsgált terület a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területhez (BBFVT) tartozó Hegyestű (*1. ábra*). Az itt előforduló alkáli bazalt olivin fenokristályaiba zárt szilikátolvadék-zárványokat vizsgáltuk, hogy új ismeretekhez jussunk a bazaltot létrehozó primitív olvadék fizikai és kémiai tulajdonságait illetően, valamint betekintést nyerjünk a magma kristályosodásának korai szakaszába.

Geológiai háttér

A Kárpát–Pannon régió késő-miocén–pleisztocén alkáli bazaltos vulkanizmusa a terület extenziós és posztextenziós fejlődéséhez kapcsolódik (SZABÓ et al. 1992; EMBEY-ISZTIN et al. 1993a; HORVÁTH 1993). Az extenzió következtében felemelkedő asztenoszférában részleges olvadás történt. Ez szolgáltatta a forrásanyagot a vulkanizmushoz, amely a kontitentális rift vulkanitokhoz hasonló alkáli bazaltok képződését eredményezte (EMBEY-ISZTIN et al. 1993b). Nyomelem- és izotóp-geokémiai vizsgálatok alapján az uralkodóan asztenoszféra jellegű bazaltok helyenként inkompatibilis elemekben gazdagodtak, bizonyíthatóan litoszféra-



1. *ábra*. A Kárpát–Pannon régió vázlatos földtani térképe. Fekete pontok jelzik a fontosabb plio-pleisztocén alkáli bazalt előfordulásokat: 1. Stájer-medence, 2. Kisalföld, 3. Bakony–Balaton-felvidék, 4. Nógrád–Gömör, 5. Persány hegység. Kiemelve a Bakony–Balaton–felvidék vulkáni terület térképe

Fig. 1 Schematic geological map of the Carpathian–Pannonian Region. Black filled circles show localities of the Plio-Pleistocene alkali basalts: 1 Styrian Basin, 2 Little Hungarian Plain, 3 Bakony–Balaton Highland, 4 Nógrád–Gömör Region, 5 Persany Mts. Area of the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field is shown enlarged

komponens jelenléte is kimutatható (EMBEY-ISZTIN et al. 1993b; HARANGI et al. 1995), ami a Bakony–Balaton-felvidék egyes bazaltjaiban figyelmre méltó (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a). Több kutató szerint ez a litoszféra-komponens korábbi szubdukció(k) által metaszomatizált köpenyrészből származhat (SALTERS et al. 1988; EMBEY-ISZTIN et. al. 1993b; HARANGI et al. 1995).

A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területet 7,5–2,3 millió évvel ezelőtt (BALOGH et al. 1986; HARANGI et al. 1995), mintegy 150–200 vulkáni kitörési centrum (NÉMETH & MARTIN 1999a, b) hozta létre. A terület egyik legprimitívebb összetételű alkáli bazaltja a hegyestűi előfordulás, a 66,6 mg-értékével. Hegyestű (*1. ábra*), korábbi nevén Hegyestető vagy Hegyestő 337 m magas bazaltkúpja Zánkától ÉNy-ra található. Ez az egyik legidősebb vulkán a vulkáni területen, K/Ar kora, valószínűleg 5,97 ± 0,41 millió év (BALOGH et al. 1986). BALOGH Kadosa (2003) szíves személyes közlése alapján, az ennél idősebb adatok valószínűleg utólagos Ar-dúsulásnak tulajdoníthatók.

A sötétszürke bazalt a vele érintkező triász lemezes mészkő határán 1–2 m vastagságban réteges elválású, attól távolabb és általában az egész vulkáni kúpon

oszlopos kifejlődésű. Az öt-, ill. hatszögletű, 20–30 cm átmérőjű oszlopok közel függőlegesen helyezkednek el vagy a csúcs felé konvergálnak. A központtól néhány 10 méterre DNy-ra kis mennyiségű hialoklasztitos pillowbreccsa tartalmú vulkanoklasztit jelzi, hogy a magmás test felemelkedése során vízzel került kapcsolatba (NÉMETH & MARTIN 1999b). A vízmennyiség azonban nem volt elegendő ahhoz, hogy freatomagmás kitörést okozzon, ellentétben más Bakony–Balaton-felvidéki vulkánokkal, mint pl. a közeli Fekete-hegyen (NÉMETH & MARTIN 1999a; MARTIN & NÉMETH 2004).

A szilikátolvadék-zárványokról általában

Egy kristályosodó magmából az összetétel függvényében az adott nyomás- és hőmérsékletviszonyoknak megfelelő ásványok válnak ki. A kristályosodó elegyrészek növekedésük során magukba zárhatják a velük feltételezhetően egyensúlyban lévő magma cseppjeit, amelyek elsődleges szilikátolvadék-zárványokként őrződnek meg az ásványokban. Az olvadékzárványok szobahőmérsékleten általában többfázisúak, ugyanis a magma felfelé hatolása során – a sebesség és a kémiai összetétel függvényében – kisebb nyomás-hőmérséklet tartományban stabil ásványok válhatnak ki az olvadékcseppekből, továbbá illók (pl.: H_2O, CO_2) elegyedhetnek szét buborék formájában. Nagyon gyors felemelkedés során, amikor a bezáródást követően nincs elegendő idő a magmacsepp kristályosodásához, az olvadék általában egy vagy több buborékot tartalmazó kőzetüvegként szilárdul meg. Lassúbb emelkedés vagy mélyben történő kristályosodás esetén azonban a szilikátolvadék-zárvány részben vagy teljesen kikristályosodik és általában a kőzet fő tömegét alkotó ásványokat tartalmaz. Mivel a szilikátolvadék-zárványok a bezáródás pillanatától kezdve zárt rendszernek tekinthetők, lényeges, más módszerrel nem nyerhető, közvetlen információt hordoznak a bezáródott magma(csepp) kémiai és fizikai tulajdonságairól (pl.: összetétel, hőmérséklet, sűrűség, nyomás). Vizsgálatukkal tehát bepillantást nyerhetünk a földköpenybe és az ott zajló kristályosodási folyamatokba.

Ha tehát egy kőzetet létrehozó primer magma összetételének vizsgálata a cél, akkor a legelső kiválási termék fenokristályainak homogénnek tekinthető magjába ágyazódott olvadékzárványokat célszerű vizsgálni. Ezek a beágyazások ugyanis akkor záródtak be, amikor a magma nagy valószínűséggel még nem differenciálódott, tehát összetételük legközelebb állhat az eredeti magma összetételéhez.

A zárványok teljes kémiai összetételének meghatározására a szakirodalomban kétféle módszerrel találkozunk. Az egyik eljárás szerint a felnyitott szilikátolvadék-zárványok modális, valamint az alkotó fázisok kémiai összetételét felhasználva tömegegyensúly számítással becsülhetjük meg a szilikátolvadék-zárványok, így a bezárt olvadékcseppek összetételét. E módszer alkalmazása során feltételezzük, hogy a befogadó ásványok szilikátolvadék-zárványaiban azonos fázisok, azonos részarányban vannak jelen, mivel ugyanolyan összetételű olvadék záródott be, és nem túl gyors hűlés esetén az olvadékcseppek ugyanolyan körülmények között kristályosodtak ki a zárt rendszernek tekinthető beágyazá-

sokban. Ezzel a módszerrel a szilikátolvadék-zárványok véletlenszerűen feltárt metszeteit vizsgáljuk, amelyek természetesen nem tartalmazzák minden esetben a szilikátolvadék-zárványok valamennyi fázisát. Ezért elegendően nagy számú szilikátolvadék-zárvány szükséges ahhoz, hogy a metszetek statisztikus vizsgálatából végül megfelelő eredményt – átlagot – kapjunk. Mivel az elkülönült fázisként megjelenő fluidum (egy része legalábbis) eredetileg oldott állapotban volt jelen a magmában, a szilikátolvadék-zárványban megjelenő buborék meghatározása is a teljes vizsgálat része (ROEDDER 1984; SZABÓ et al. 1996).

A teljes kémiai összetétel meghatározásának másik módszere során fel nem tárt zárványokat melegítünk (nagy hőmérsékletű kemencében vagy speciális fűthető és hűthető tárgyasztal segítségével) a teljes homogenizációig. Az így képződött olvadékot hirtelen lehűtjük, majd az olvadékból megszilárdult homogén kőzetüveget csiszolással és polírozással feltárjuk, hogy kémiai összetételét (elektronmikroszondával) meghatározhassuk. Ezzel a módszerrel a szükséges korrekciós számítás után kapjuk meg a beágyazódott olvadék összetételét, ami a befogadó ásvánnyal kémiailag feltételezhetően egyensúlyban volt. Emellett a homogenizációs hőmérséklet meghatározásával a magma hőmérsékletére következtethetünk, ami a befogadó ásvány kristályosodási hőmérsékletére is utal (ROEDDER 1984).

Vizsgálati módszerek és analitikai technikák

A vizsgált olvadékzárványok modális összetételének meghatározása a gyakran kis szemcseméret miatt (10-40 μm) polarizációs mikroszkóp segítségével nehézkes. Az elektronmikroszondás vizsgálatok során készült, visszaszórt-elektron (BSE) képeket felhasználva, számítógépes szoftver (pl. Adobe Photoshop, GIMP) segítségével azonban megbecsülhető a különböző fázisok részaránya a zárványokon belül (*I. táblázat*).

Az elektronmikroszondás vizsgálatok egy részét az Eötvös Loránd Tudományegyetem (ELTE) Kőzettani és Geokémiai Tanszékének Mikroszonda Laboratóriumában végeztük egy EDAX PV 9800 ED spektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 I/T6 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal, amely a 10%-nál nagyobb mennyiségben jelenlévő elemeket ~0,1% pontossággal mutatja ki, a 10%-nál kisebl. mennyiségben jelenlevőket ennél kisebb pontossággal (~0,5%). A vizsgálathoz 15 keV gyorsító feszültséget és 1-2 nA sugáráramot, 7-10 μm (egyes fázisokhoz ennél kisebb, minimum 2 μm) sugárátmérőt használtunk, a mérési idő pedig 100 s volt. A vizsgálatok másik részét Novoszibirszkben az United Institute of Geophysics–Geology–Mineralogy (UIGGM) Röntgen Laboratóriumában Dr. L. N. POSPELOVA segítségével végeztük egy hullámhossz diszperzív Camebax-Micro típusú elektronmikroszondával, 20 kV gyorsító feszültséget és 30 nA sugáráramot használva, 10 s mérési idővel. A sugárátmérő 2 μm volt. Ez a mikroszonda az egyes elemeket ~0,1% pontossággal mutatja ki. Az elemek mennyiségi kiértékeléséhez mindkét esetben nemzetközi ásványstandardokat használtunk.

A kemencetechnika használata során szeparált olivinszemcséket melegítettünk elektromos kemencében fokozatosan (általában 20–30 °C-kal) növelve a hőmérsékletet, hogy a szilikátolvadék-zárványok fázisai fokozatosan megolvad-

I. táblázat. A tömegegyensúly számításhoz felhasznált szilikátolvadék-zárványok modális összetétele térfogat százalékban (tf%) és tömegszázalékban (m/m%) megadva. * Azonosítása az elektronmikroszondás vizsgálat alapján történt. ** Kétféle összetételű kőzetüveg: egy, a BSE-képen sötétnek (s) és egy, világosnak (v) látszó rész.

*Table I. Modal compositions of silicate melt inclusions used for mass balance calculation giving the data in volume percent (tf %) and mass percent (m/m %). * Identification by elektron microprobe. ** Two different kinds of glasses: one of them is dark (s) the other is light (v) in the BSE image.*

Zárvány jele	1zv		2zv		2azv		4zv		5zv		6zv		Z11		Z12		Z17		Z14**	
Fázisok	tf%	m/m%	tf%	m/m%	tf%	m/m%	tf%	m/m%	tf%	m/m%	tf%	m/m%	tf%	m/m%	tf%	m/m%	tf%	m/m%	tf%	m/m%
rhönit *	29,1	39,9	13,5	18,9	7,6	12,6	4,4	7,2	8,7	11,3	35,7	40,7	16,6	20,0	2,6	4,9	6,9	8,4	21,8	32,9
klinopiroxén	18,4	22,1	33,9	41,5	22,3	32,3	26,0	37,7	65,2	73,5	31,9	31,8	38,0	40,1	21,8	35,5	50,1	53,3	13,7	18,1
kőzetüveg	33,5	31,7	34,2	33,2	41,4	47,3	41,3	47,4	10,3	9,2	28,3	22,3	41,2	34,3	39,7	51,1	38,5	32,3	(s) 34,2 / (v) 5,9	35,7 / 6,2
buborék	14,7	0,0	14,2	0,0	28,3	0,0	24,1	0,0	11,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	31,7	0,0	0,0	0,0	20,0	0,0
rutil	0,3	0,4	0,3	0,5	0,3	0,6	0,3	0,5	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,6	0,3	0,4	0,3	0,5
apatit	1,0	1,2	1,0	1,2	1,0	1,5	1,0	1,4	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,6	1,1	1,1	1,0	1,3
szulfid	1,0	1,6	1,0	1,6	1,0	1,9	1,0	1,9	1,0	1,5	1,0	1,3	1,0	1,4	1,0	2,1	1,0	1,5	1,0	1,8
Al-spinell	1,9	3,1	1,9	3,2	2,0	3,9	1,9	3,8	2,0	3,0	1,9	2,6	2,0	2,8	1,9	4,2	2,1	3,0	2,0	3,5
Összes	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

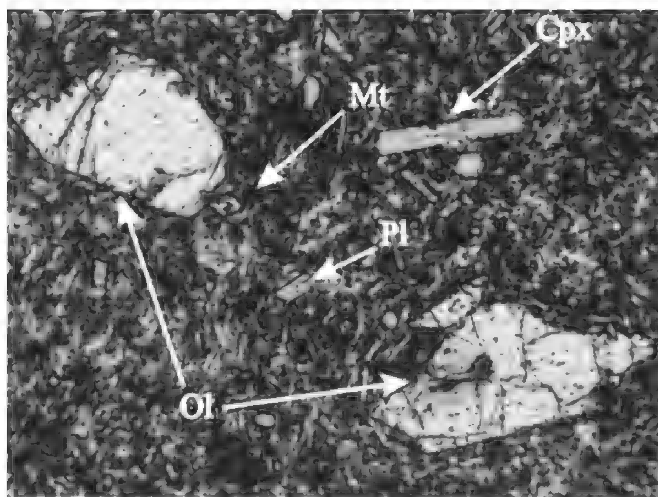
janak. Adott hőmérséklet értékek (1230 °C, 1250 °C, 1280 °C, 1300 °C, 1325 °C) elérése után 20 percig tartva a hőmérékletet, a szemcséket hirtelen lehűtöttük és a zárványokban így kőzetüveggé szilárdult olvadékok összetételét, a zárványok csiszolással és polírozással való feltárása után, képelemzéssel és elektronmikroszondával vizsgáltuk. A hűtési/dermesztési kísérletet viszonylag nagy hőmérsékleten (1230 °C) kezdtük, mert elsődleges célunk a szilikátolvadék-zárványok homogenizálása volt, ami az előzetes vizsgálatok alapján ennél alacsonyabb hőmérsékleten nem várható. Az olivin oxidációjának elkerülése érdekében a mintegy 20–50 szemcsét tartalmazó, grafitbetéttel ellátott platinatégelyt argon környezetbe helyeztük (OSKARSSON & HANDSTEEN 1992). Fenti méréseket Novoszibirszkben az UIGGM termoanalitikai laboratóriumában végeztük Dr. E. PETRUSHIN segítségével.

A szilikátolvadék-zárványok fluid fázisának vizsgálatához USGS típusú (WERRE et al. 1979) kis hőmérsékletű, hűthető-fűthető tárgyasztalt használtunk (hőmérsékleti tartomány: –200 – +500 °C) az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékének Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumában, illetve egy hasonló, de kereskedelemben nem forgalmazott, saját készítésű tárgyasztalt Novoszibirszkben az UIGGM Fluidzárványkutató Laboratóriumában. A hűtés, illetve melegítés során a zárványokban bekövetkező fázisátalakulás, fagyáspont és olvadáspont meghatározásával a fázisok nagy része azonosítható a tiszta vagy keverék fluidumok fázis-

diagramjainak felhasználásával. A zárványok hűtésének hatására a folyadék vagy gáz halmazállapotú komponens megfagy. Ezt követően melegítéssel meghatározzuk a szilárd halmazállapotú anyag olvadáspontját, ami megfelel a rendszer hármaspontjának. A hármaspont ismeretében pedig, ami az anyag minőségétől függő paraméter, meghatározhatjuk a fluid fázis összetételét. További melegítéssel, a homogenizációs hőmérséklet alapján, kiszámítható az adott rendszer sűrűsége, ami a bezáródási nyomásra utal.

A hegyestűi bazalt, az olivin és szilikátolvadék-zárványainak petrográfiája

Az üde, sötétszürke, tömött, uralkodóan porfíros szövetű bazaltban fenokristályként maximum 3 mm nagyságú olivin fenokristály, valamint kisebb méretű és mennyiségű zónás Ti-augit mikrofenokristály figyelhető meg (2. *ábra*). Az alapanyagot plagioklász, zónás Ti-augit, szabálytalan alakú magnetit, leucit, valamint kevés nefelin, apatit és kőzetüveg alkotja (2. *ábra*). A nagyobb méretű (0,5–2 mm) olivin fenokristályok magjában (*I/a. tábla*) vörösesbarna, idiomorf spinell zárványokon (*I/a, d. tábla*) kívül számos kerekded, ovális vagy szabálytalan alakú szilikátolvadék-zárvány jelenik meg (*I/a-f. tábla*).



2. *ábra*. A hegyestűi alkáli bazalt jellegzetes, porfíros szöveti képe polarizációs mikroszkópban. ol - olivin, cpx – klinopiroxén, pl – plagioklász, mt – magnetit, 1N.

Fig. 2. Photomicrograph of the porphyric Hegyestű alkali basalt. ol – olivine, cpx – clinopyroxene, pl – plagioclase, mt – magnetite, 1N.

A vizsgált olivin fenokristályok magjában elhelyezkedő, részben kristályosodott szilikátolvadék-zárványok mérettartománya 10–40 μm. Kristályos fázisként a feltáratlan olvadékzárványok mindegyike tartalmaz vörösesbarna, táblás, mikroszkópban leginkább amfibolra emlékeztető ásványt, színtelen piroxént, jóval kisebb méretű színtelen apatitot és sötét rutiltűt, világoszöld oktaéderes spinellt (max. 2 mm) és apró opak szulfidcseppeket (*I/b–f. tábla*). Ezenkívül állandó elegyrész a sötét színű kerekded buborék, ami a zárványok 20–30 tf%-át alkotja (*I/b, e. tábla*), a köztes teret pedig színtelen kőzetüveg tölti ki (*I/b–f. tábla*). A vizsgált szilikátolvadék-zárványok metszeteinek modális összetételét az *I. táblázat* mutatja. Az állandó elegyrészként megjelenő zöldes árnyalatú, apró spinellek mellett a szilikátolvadék-zárványok gyakran tartalmaznak nagyobb méretű (min.

2 mm) vörösesbarna spinell oktaédereket is (*I/b. tábla*). Számos primer szilikátolvadék-zárvány körül megfigyelhető apró zárványok alkotta háló („szatelit" zárványok), illetve féregszerű képletek. (*I/b. tábla*)

A hegyestűi bazalt olivin fenokristályainak és szilikátolvadék-zárványainak összetétele

Olivin fenokristály

A szilikátolvadék-zárványokat befogadó olivin fenokristályoknak jellegzetesen két jól elkülöníthető zónája figyelhető meg (*I/a. tábla*). A központi rész Mg-ban dúsabb [$mg\#=100^*Mg/(Mg+Fe_{tot})$ 82,0–87,6] az azt körülvevő szegélyhez (mg# = 72,7–82,0) képest. A FeO és a MgO mellett mindkét rész MnO-t, CaO-t és NiO-t is tartalmaz (*II. táblázat*).

Az olivin fenokristályokban ásványzárványként megjelenő spinellek (*I/a, d. tábla*) Cr-ban és Al-ban gazdag fázisok ($mg\#=100^*Mg/(Mg+Fe^{2+})$ 61,8–76,7; $cr\#=Cr/(Cr+Al)$ 15,1–23,9; (*II. táblázat*), amelyek kis mennyiségben TiO_2-t, MnO-t, NiO-t is tartalmaznak.

Szilikátolvadék-zárvány

Az elektronmikroszondás vizsgálatok alapján a mikroszkópban vörösesbarna amfibolnak látszó elegyrész rhönitnek, a klinopiroxén Ti-augitnak adódott. A zárványok kis mérete (10–40 μm) miatt (*I/a–f. tábla*) csak a legnagyobb fázisokról készült elemzés, így a rhönitről, augitról, kőzetüvegről és spinellről; a többi fázist csak kvalitatív elemösszetétele alapján sikerült igazolni. Az elegyrészek reprezentatív elemzési adatait a *III. táblázat* tartalmazza.

A kőzetüveg alkáliföldpátos összetételű és jellemző, hogy a Na_2O (2,5–10,5 m/m%) és K_2O (2,7–10,7 m/m%) tartalom széles határok közt változik, továbbá megfigyelhető egy Na_2O- és egy K_2O-dús elegyrész (*III. táblázat*), amely egyes zárványokban egymás mellett, szételegyedve jelenik meg (*I/d. tábla, III. táblázat*). Ezek részletes vizsgálatára e közlemény keretében nem tértünk ki.

A klinopiroxénnek nagy a TiO_2 (2,3–5,7 m/m%), Al_2O_3 (10,7–13,1 m/m%), CaO (21,7–24,0 m/m%) és kicsi a SiO_2 (40,6–4,1 m/m%), MgO (10,0–10,7 m/m%) tartalma (*III. táblázat*), ami az alkáli bazaltok fenokristály szegélyeire és az alapanyag klinopiroxénekre jellemző. Összetételét a bazalt alapanyagához és mikrofenokristályához viszonyítva a *3. ábra* mutatja.

Az olvadékzárványok egyik legérdekesebb lényeges elegyrésze a nagy CaO (12,4–12,9 m/m%), FeO (15,9–17,8 m/m%) és TiO_2 (8,1–11,4 m/m%) tartalmú rhönit (*I/b–f. tábla, III. táblázat*), amely az enigmatit–rhönit csoportba tartozó triklin szalagszilikát. A rhönit besorolását, KUNZMANN (1999) rendszere alapján, a *4. ábra* mutatja, összehasonlítva hasonló geológiai környezetből származó rhönitek összetételével.

A szilikátolvadék-zárványokban kétféle összetételű spinell jelenik meg: Cr-Al-gazdag spinell és Al-gazdag spinell. Az Al-spinellek nagy Al_2O_3- (54,2–61,9 m/m%) és MgO- (17,8–20,6 m/m%) tartalommal jellemezhetők. Összetételük a

II. táblázat. A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályainak összetétele a mag és a szegély feltüntetésével. A táblázat tartalmazza az olivin fenokristályok magjában megjelenő önálló Cr-Al-spinell zárványok, továbbá a szilikátolvadék-zárványokhoz tapadt Cr-Al-spinellek (Cr-Al-sp) összetételét. n.a. = nem analizált elem, n.d. = nem detektált elem, mg# = 100*Mg/(Mg+Fe_{tot}) /olivinre/, mg#' = 100*Mg/(Mg+Fe^{2+}) /spinellre/, cr# = Cr/(Cr+Al)]

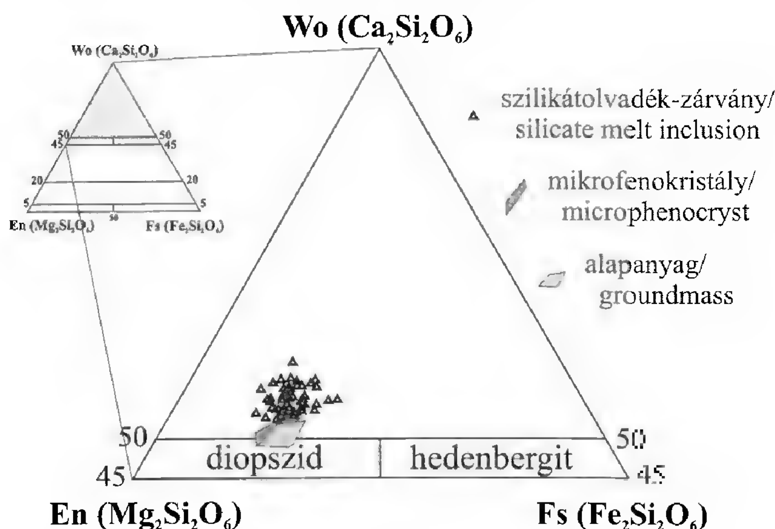
*Table II. Compositions of olivine phenocryst cores (mag) and rims (szegély), as well as those of single Cr-Al-spinel inclusions in the core of the olivine phenocrysts compared to those of accidentally trapped Cr-Al-spinels (Cr-Al-sp) on the silicate melt inclusions. n.a. = not analyzed element, n.d. = not detected element, mg# = 100*Mg/(Mg+Fe_{tot}) /for olivine/, mg#' = 100*Mg/(Mg+Fe^{2+}) /for spinel/, cr# = Cr/(Cr+Al)*

Elhelyez-kedés	olivin (mag)							olivin (szegély)				Al-spinell zárvány olivinben							rátapadt Cr-Al-sp	
Minta	1zv	3zv	4zv	5zv	Z14	r2-39	r2-68	1zv	3zv	4zv	5zv	1zv	4zv	5zv	Z14	r2-39	r2-68/2	r2-68/3	r3-42	3zv
SiO_2	40,3	40,9	40,7	40,5	40,9	39,9	40,0	39,1	38,4	38,5	38,9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,1	0,1	0,1	0,1	n.a.
TiO_2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,1	1,1	1,0	1,1	1,0	0,9	0,6	1,4	1,4
Cr_2O_3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	18,4	15,0	15,2	19,9	16,8	18,0	12,9	14,0	14,7
V_2O_3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.d	0,1	0,1	0,1	0,1	n.a.
Al_2O_3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	41,2	44,5	44,9	42,5	41,9	41,4	50,2	42,6	43,3
FeO	14,5	14,2	13,0	13,7	13,9	14,4	13,2	21,8	23,9	22,5	23,6	22,3	21,3	21,0	19,7	23,2	22,0	17,8	24,7	23,4
MnO	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,7	0,8	0,7	0,8	n.a.	n.a.	n.a.	n.d	0,1	0,1	0,1	0,1	n.a.
MgO	43,8	44,5	45,3	44,2	44,6	45,1	46,0	38,6	35,8	37,4	36,6	16,4	16,9	17,6	16,5	16,0	16,7	18,0	16,2	16,6
CaO	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,5	0,6	0,5	0,6	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
NiO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	0,1	0,2	n.d	n.d	n.d	n.d	n.a.	n.a.	n.a.	n.d	0,2	0,1	0,2	0,1	n.a.
ZnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.d	0,1	0,1	0,1	0,1	n.a.
Összes	99,0	100,1	99,4	99,1	100,0	99,9	99,8	100,8	99,6	99,6	100,4	99,5	98,8	99,6	99,7	99,4	99,5	100,1	99,3	99,3
mg# mg#'	84,3	84,8	86,1	85,2	85,2	84,8	86,1	75,9	72,7	74,8	73,4	70,2	71,6	73,4	70,3	69,0	71,7	73,5	70,1	70,9
cr#	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20,4	16,5	16,5	21,9	18,7	19,9	13,6	15,4	16,2

III. táblázat. A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályainak szilikátolvadék-zárványaiban megjelenő lényeges fázisok (klinopiroxén, rhönit, Al-spinell és kőzetüveg) összetétele. n.a. = nem analizált elem, n.d. = nem detektált elem, a, b = azonos fázis különböző összetételű pontjai, mg# = 100*Mg/(Mg+Fe_{tot}) /olivinre/, mg#' = 100*Mg/(Mg+Fe^{2+}) /spinellre/, cr# = Cr/(Cr+Al)

*Table III. Compositions of significant phases (clinopyroxene, rhönite, Al-spinel and glass) in silicate melt inclusions from olivine phenocrysts of the Hegyestű alkali basalt. n.a. = not analyzed element, n.d. = not detected element, a, b = same phase with different compositions, mg# = 100*Mg/(Mg+Fe_{tot}) /for olivine/, mg#' = 100*Mg/(Mg+Fe^{2+}) /for spinel/, cr# = Cr/(Cr+Al)*

Fázis	klinopiroxén					rhönit				kőzetüveg						Al-spinell			
Minta	Z14	1zv	3zv	4zv	5zv	Z14	1zv	3zv	5zv	Z14/a	Z14/b	1zv	3zv	4zv/a	4zv/b	r2-16/a	r2-16/c	r3-27	8zv
SiO_2	43,8	40,6	43,7	44,1	41,4	25,0	23,3	25,5	25,1	54,3	57,5	56,1	53,5	52,7	54,3	0,1	0,1	0,1	n.a.
TiO_2	3,4	5,7	2,6	3,6	3,8	8,1	11,4	8,9	9,7	0,2	1,1	1,1	n.d.	n.d.	n.d.	1,2	0,8	1,0	0,7
Cr_2O_3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.d.	0,5	0,4	0,8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,4	1,0	0,0	1,6
V_2O_3	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,1	0,1	0,1	n.a.
Al_2O_3	10,7	12,3	11,4	11,6	13,1	19,7	19,0	20,0	19,3	27,8	22,0	24,1	25,8	27,8	26,8	54,2	57,4	58,1	61,9
FeO	6,6	6,8	6,5	5,0	6,4	17,8	15,9	16,1	15,7	0,9	1,0	0,9	1,1	0,9	1,1	25,5	22,2	21,1	14,6
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,1	0,1	0,1	n.a.
MgO	10,6	10,4	10,7	11,5	10,0	14,6	14,7	14,9	15,1	0,5	0,1	n.d.	0,4	n.d.	n.d.	17,8	18,2	18,9	20,6
CaO	23,9	23,2	23,7	23,6	24,0	12,7	12,4	12,9	12,5	0,4	0,3	0,8	0,8	0,4	0,4	n.d	0,0	0,1	n.a.
Na_2O	0,4	1,0	1,0	0,9	0,8	1,2	1,5	1,3	1,6	10,5	2,5	5,1	6,5	5,5	5,7	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
K_2O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,0	n.d.	n.d.	n.d.	2,7	10,7	8,7	7,5	8,1	8,0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
P_2O_5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.d.	0,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,1	0,1	0,1	n.a.
ZnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,1	0,1	0,1	n.a.
Összes	**99,4**	**99,9**	**99,5**	**100,3**	**99,5**	**99,1**	**98,7**	**100,0**	**99,6**	**97,4**	**95,7**	**96,8**	**95,6**	**95,4**	**96,2**	**99,6**	**100,1**	**99,8**	**99,5**
mg#	74,1	73,2	74,6	80,4	73,6	59,4	62,3	62,4	63,2	-	-	-	-	-	-	72,7	72,3	75,7	79,4
cr#	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	1,0	0,0	1,6
En	33,1	32,3	32,8	35,4	31,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	11,6	11,8	11,2	8,7	11,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	55,4	56,0	56,0	55,9	57,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-



3. *ábra.* A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályaiban megjelenő klinopiroxének összetétele az ensztatit (En) – wollasztonit (Wo) – ferroszillit (Fs) háromszög diagramban. Az ábra a szilikátolvadék-zárványok és az alkáli bazalt alapanyagának, valamint mikrofenokristályos klinopiroxénjének összetételi különbségét mutatja

Fig. 3 Compositions of clinopyroxenes from silicate melt inclusions in olivine phenocrysts of the Hegyetű alkali basalt in the enstatite (En) – wollastonite (Wo) – ferrosillite (Fe) triangle. For comparison, compositions of clinopyroxene microphenocrysts and groundmass clinopyroxenes of the Hegyetű alkali basalt are also shown

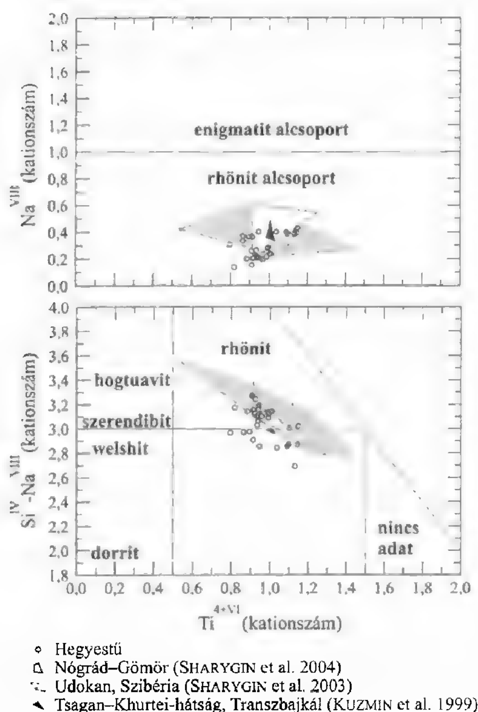
szorosabb értelemben vett spinellhez áll közel (*III. táblázat*). A Cr-Al-spinellek (cr# = 15,4–16,2; mg# = 70,1–70,9; *II. táblázat*) mikroszkópi megjelenésük alapján nem a szilikátolvadék-zárványokból kikristályosodott fázisok, hanem a bezáródó olvadékcsepphez már kristályos állapotban feltapadt elegyrészek (*Ib. tábla*), és összetételük megegyzik az önálló Cr-Al-spinell zárványokéval (*Ia, d. tábla, II. táblázat*).

Kvalitatív főelemösszetétel alapján azonosítottunk Cl-apatitot, pentlanditot és kalkopiritet tartalmazó szulfidot, valamint Ca-tartalmú szulfátot (anhidrit?).

A szilikátolvadék-zárványokban megjelenő buborék (*Ib, e. tábla*) összetételét kis hőmérsékletű, hűthető-fűthető tárgyasztalú mikroszkóp segítségével határoztuk meg. A zárvány hűtését követően a buborékban lévő, szobahőmérsékleten egyfázisú, fluidum olvadása –56,2 és –57,0 °C-on következett be, ami megfelel a CO_2 hármaspontjának (–56,6 °C). A homogenizációs hőmérsékletet azonban optikai nehézségek miatt nem sikerült meghatározni.

A szilikátolvadék-zárványok teljes kémiai összetételének meghatározása tömegegyensúly számítással

A tömegegyensúly számítást az olvadékzárványok modális összetétele és szilárd fázisainak kémiai összetétele segítségével számoltuk ki (*IV. táblázat*). A modális összetételek alapján a vizsgált szilikátolvadék-zárványokban a kőzet-



4. ábra. A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályainak szilikátolvadék-zárványaiban megjelenő rhönitek rendszere KUNZMANN (1999) terminológiája alapján, összehasonlítva más, bázisos lávákból származó szilikátolvadék-zárványok rhönitjeivel: Nógrád-Gömör vulkáni terület (SHARYGIN et al. 2004), Udokan vulkáni terület, Szibéra (SHARYGIN et al. 2003), Tsagan–Khurtei-hátság, Transzbajkál (KUZMIN et al. 1999)

Fig. 4. Classification and compositions of rhönites from silicate melt inclusions in olivine phenocrysts of the Hegyetű alkali basalt in classification of aenigmatite-rhönite group using terminology of KUNZMANN *(1999). For comparison, compositions of rhönites from silicate melt inclusions from Nógrád–Gömör volcanic field (*SHARYGIN *et al. 2004), Udokan volcanic field, Siberia (*SHARYGIN *et al. 2003) and Tsagan–Khurtei ridge, W–Transbaikalia (*KUZMIN *et al. 1999) are also shown*

üveg, az augit és a rhönit az uralkodó fázisok. Ezenkívül jelentős a CO_2 részaránya, a többi fázis alárendelt mennyiségben jelenik meg és csak néhány esetben került felszínre a csiszolás és polírozás során (*I. táblázat*).

A különböző fázisösszetételű metszetek vizsgálata miatt az egyes zárványok számolt összetétele helyenként jelentős eltérést mutat pl. SiO_2-ban (37,0–44,3 m/m%), TiO_2-ban (2,1–6,8 m/m%) és Al_2O_3-ban (16,5–22,7 m/m%) (*5. ábra, IV. táblázat*).

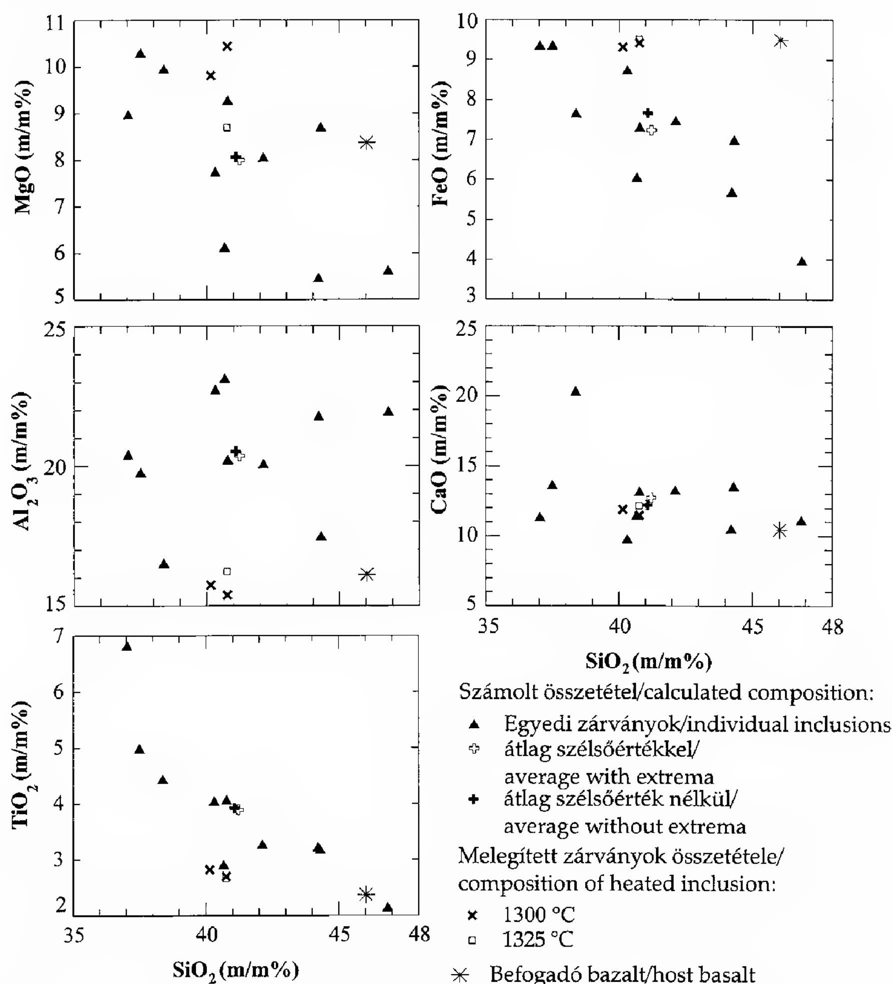
A szilikátolvadék-zárványok kémiai összetétele a tömegegyensúly számítással becsült összetételek átlaga alapján telítetlenebb SiO_2-ban (41,1 m/m%), ugyanakkor gazdagabb TiO_2-ban (3,9 m/m%), Al_2O_3-ban (20,5 m/m%) és CaO-ban (12,2 m/m%) a hegyestűi alkáli bazalt átlagos összetételéhez viszonyítva (SiO_2 = 46,0 m/m%, TiO_2 = 2,4 m/m%, Al_2O_3 = 16,1 m/m%) (*5. ábra, IV. táblázat*). A nagy mg# érték (74,0) és a kis szilifikációs index (S.I. = 28,0) az olvadékcseppek primitív, differenciálatlan voltára utal.

Mit reprezentálnak a számolt szilikátolvadék összetételek?

Felvetődik a kérdés, hogy az szilikátolvadék-zárványok számolt kémiai összetételei mennyiben reprezentálhatják a magma összetételét. A kérdés megválaszolásához elsődlegesen a szilikátolvadék-zárványok kutatásában általánosan elfogadott ROEDER & EMSLIE (1970)-féle, kísérletileg meghatározott Kd-értéket hívjuk segítségül, ami a 86–92 % forszterit-tartalmú olivin (ol) (KAMENETSKY & CLOCCHIATTI 1996) és vele egyensúlyban lévő bázisos szilikátolvadék (olv) Fe^{2+}/Mg arányára vonatkoztatott megoszlási együttható:

$$K_d = \left[\frac{(Fe^{2+}/Mg)_{ol}}{(Fe^{2+}/Mg)_{olv}} \right] = 0,3 \pm 0,03.$$

Ha egy szilikátolvadék-zárvány (olv) összetételéből és a befogadó olivin (ol) elemzett összetételéből meghatározott K_d érték megegyezik a fenti kísérleti adattal, akkor nagy biztonsággal állítható, hogy az olivin és a benne található szilikátolvadék – valójában a magma – kémiai egyensúlyban volt. Az általunk vizsgált olivin fenokristályok magjainak forszterit tartalma (Fo) 84,2–86,1 (*II. táblázat*), azaz inkább kisebb, mint a KAMENETSKY & CLOCCHIATTI (1996) által megadott Fo-tartalom. Ezek alapján – figyelembe véve a szilikátolvadék-zárványok



5. ábra. A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályaiból származó szilikátolvadék-zárványok tömegegyensúly számítással meghatározott teljes kémiai összetétele, valamint ezek átlaga (szélsőértékekkel együtt és a szélsőértékek elhagyásával) Harker-diagramon ábrázolva. Az ábrán feltüntettük összehasonlításként a homogenizált és részben homogenizált szilikátolvadék-zárványok kőzetüvegjeinek és a befogadó hegyestűi alkáli bazalt összetételét (EMBEY-ISZTIN et al. 1993b) is

Fig. 5. Bulk compositions of silicate melt inclusions, calculated by mass balance calculation, from olivine phenocrysts of the Hegyestű alkali basalt in the Harker variation diagram showing also the average compositions. For comparison, compositions of homogenized and partially homogenized silicate melt inclusions and Hegyestű alkali basalt (EMBEY-ISZTIN et al. 1993b) are also shown

IV. táblázat. A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályaiban megjelenő szilikátolvadék-zárványok tömegegyensúly számítással nyert teljes kémiai összetétele, átlaga szélsőértékekkel (sz) és a szélsőértékek elhagyásával (szn), továbbá standard deviációja (Stdev), összehasonlítva a befogadó bazalt kémiai összetételével (EMBEY-ISZTIN et al. 1993b)

Table IV. Bulk composition of silicate melt inclusions calculated by mass balance calculation, showing values of averages with extreme (sz), whitout extreme (szn) and of standard deviations (Stdev), compared to chemical composition of the Hegyestű alkali basalt (EMBEY-ISZTIN et al., 1993b)

Minta	1 zv	2 zv	4 zv	5zv	6zv	Z11	Z12	Z14	Z16	Átlag (sz)	Stdev (sz)	Átlag (szn)	Stdev (szn)	Bazalt
SiO_2	37,0	44,3	46,8	38,4	37,5	42,1	44,2	40,3	40,8	41,2	3,1	41,1	2,3	46,0
TiO_2	6,8	3,2	2,1	4,4	5,0	3,2	3,2	4,0	4,0	3,9	1,3	3,9	0,7	2,4
Cr_2O_3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,4	0,2	0,1	0,2	0,1	0,0
Al_2O_3	20,4	17,4	21,9	16,5	19,7	20,0	21,7	22,7	20,2	20,4	2,1	20,5	1,5	16,1
FeO	9,3	7,0	3,9	7,6	9,3	7,4	5,7	8,7	7,3	7,2	1,7	7,7	1,2	9,5
MnO	0,0	0,0	0,0	n.d.	n.d	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2
NiO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	0,0
MgO	8,9	8,7	5,6	9,9	10,3	8,0	5,4	7,7	9,2	8,0	1,7	8,1	1,5	8,4
CaO	11,3	13,4	11,0	20,2	13,6	13,2	10,4	9,7	13,1	12,7	3,0	12,2	1,3	10,4
Na_2O	2,5	1,8	3,4	1,9	3,3	2,5	3,5	4,3	3,4	3,2	1,1	3,1	0,7	3,6
K_2O	2,8	3,4	4,2	0,3	0,7	2,7	4,6	1,7	0,7	2,4	1,5	2,5	1,3	2,7
P_2O_5	0,5	0,5	0,7	0,5	0,4	0,4	0,8	0,6	0,7	0,6	0,1	0,6	0,1	0,7
Összes	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		100		100
mg#	68,5	73,8	76,3	74,6	71,4	71,0	68,5	66,7	74,4	71,5	-	74,0	-	66,6
S.I.	27,6	-18,0	-23,1	-28,6	-29,7	23,6	-28,7	-28,0	-22,6	-28,0	-	7,4		-19,3
D.I.	59,2	53,7	71,9	45,7	55,3	59,4	69,6	66,5	57,0	60,1		59,4	-	48,3
Kd	0,40	0,49	0,52	0,51	0,42	0,42	0,38	0,36	0,50	-	-		-	-

A táblázat tartalmazza a zárványok, illetve a bazalt magnézium-számát (mg#), szilifikációs indexét (S.I.) és differenciációs indexét (D.I.) valamint a tömegegyensúly számításhoz felhasznált szilikátolvadék-zárványok modális összetételéből számolt Fe^{2+}/Mg-ra vonatkoztatott megoszlási együttható (Kd) értékét az olivin fenokristály (ol) és a vele egyensúlyban lévő szilikátolvadék (olv) között. mg#=100*Mg/(Mg+Fetotal), D.I.=q+ab+an+or+ne+kp+lc S.I.=100*(Si-(Al+Fe^{2+}+Mg+3*Ca+11*Na+11*K+Mn-Fe^{3+}-Ti-4*P)/2)

*Table also shows magnesium-number (mg#), silification index (S.I.) and differentiation index (D.I.) of the silicate melt inclusions and the host basalt. Values of partition coefficient (Kd) between olivine (ol) and silicate melt (olv) using ratios of Fe^{2+}/Mg is calculated for the single silicate melt inclusions. mg#=100*Mg/(Mg+Fetotal), D.I.=q+ab+an+or+ne+kp+lc S.I.=100*(Si-(Al+Fe^{2+}+Mg+3*Ca+11*Na+11*K+Mn-Fe^{3+}-Ti-4*P)/2)*

viszonylag nagy mg-számát (*IV. táblázat*), mint várható volt – a hegyestűi olvadékcseppekre számolt K_d értékek nagyobbak (0,36–0,52, *IV. táblázat*), mint a ROEDER & EMSLIE (1970)-féle kísérleti érték. Érdemes megjegyezni, hogy ha az általunk számolt K_d érték 0,3-nél kisebb lenne, akkor a számolt teljes kémiai összetételt az eltéréssel arányosan korrigálni kellene a zárvány falára kristályosodott olivin részarányával, illetve kémiai összetételével. Mivel esetünkben a K_d értékek nagyobbak a kísérleti értéknél, az eltérés legalább részben abból adódik, hogy a vizsgált olivinek forszterit tartalma kisebb a feltételként megadott tartománynál.

A számolt teljes kémiai összetétel tesztelésének másik alkalmazott módja az ún. kemencetechnikával nyert melegített és részben vagy teljesen homogenizált szilikátolvadék-zárványok kőzetüveg-fázisainak elektronmikroszondás elemzése (pl: STUDENT & BODNÁR 1996). A fokozatosan növekvő hőmérsékletre melegített, így különböző mértékben homogenizált szilikátolvadék-zárványok (*V. táblázat*)

kőzetüveg-fázisának összetételbeli változását nyomon követtük a hőmérséklet emelkedésének függvényében. A nem melegített zárványok kőzetüveg összetétele a TAS diagramon (*6. ábra*) a fonolitmezőt jelöli, míg a feltételezhetően teljes homogenizációs hőmérsékletet – 1300 és 1325 °C-t – elérve, a kőzetüveg a foidit- és tefrit-bazanit mező határára esik. A homogenizált zárványok kis SiO_2 (40,5–40,8 m/m%), nagy FeO (9,4–9,5 m/m%), MgO (8,7–10,1 m/m%) és alkália (6,8–6,9 m/m%)-tartalommal jellemezhetők (*5. ábra, V. táblázat*).

A melegítési kísérlet során a kőzetüvegek FeO, MgO, CaO és TiO_2 tartalma növekvő tendenciát mutat a növekvő hőmérséklet függvényében. Az Al_2O_3-tartalom csökken, és bár a K_2O- és Na_2O-tartalom az eredeti (melegítés nélküli) üvegekben elég széles határok közt változott, az eredetileg nagy K_2O- és Na_2O-tartalmú üvegekhez képest szintén csökkenést mutat (*5. ábra*).

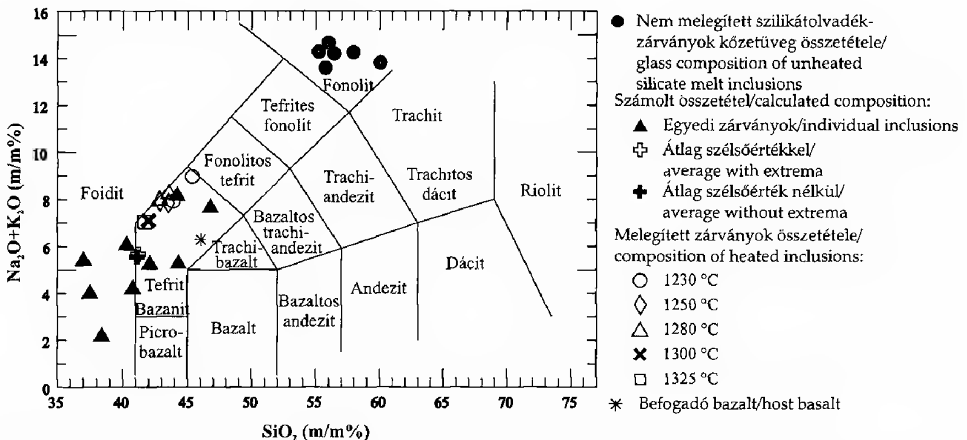
A szilikátolvadék-zárványok tömegegyensúly számítással nyert összetételeinek átlaga és kemence technikával nyert, vélhetően teljesen homogenizált szilikátolvadék-zárvány összetételeit összehasonlítva: a SiO_2 (~41 m/m%), CaO (~12 m/m%), K_2O (~3 m/m%) és Na_2O (~3-4 m/m%) tartalom jó egyezést mutat. A számolt átlagban Al_2O_3-ra és TiO_2-ra nagyobb (~4,5 m/m%-kal, illetve ~1,2 m/m%-kal), MgO-ra és FeO-ra pedig kisebb értéket kaptunk, mint a homogenizált zárványok esetében. Ez utóbbi arra utalhat, hogy a homogenizálás során esetleg kis mennyiségű olivin is megolvadt a befogadó fenokristályból, amint erre a lehetőségre több kutató is felhívta a figyelmet (pl: DANYUSHEVSKY et al. 2000). Jelentős eltérés azonban az Al kivételével egyik fő elemnél sem tapasztalható (*5., 6. ábra*), ami alátámasztja a tömegegyensúly-számítás alkalmazhatóságát a szilikátolvadék-zárvány tanulmányokban, elegendő számú minta (zárvány) vizsgálata esetén. Mindezek alapján a primér olvadék Si-ban telítetlen (SiO_2~41 m/m%), Mg- és alkália-gazdag (MgO~8 m/m%, Na_2O+K_2O~6 m/m%) bázisos-ultrabázisos olvadék lehetett, amely különösen kisebb SiO_2-, valamint nagyobb TiO_2-, és CaO-tartalmával különbözik a hegyestűi kúpot felépítő alkáli bazalttól (*5., 6. ábra*). A vázolt különbségek okát és magyarázatát nagyobb számú minta vizsgálatával és nyomelemösszetételek bevonásával a kutatás további szakaszában kívánjuk vizsgálni.

A szilikátolvadék-zárványokban lejátszódó folyamatok (kristályosodás és szételegyedés)

Petrográfiai megfigyelések, mikroszondás elemzések és modell számítások alapján a hegyestűi alkáli bazaltot létrehozó magma kristályosodásának korai szakasza forszterites olivin és Cr-Al-spinell kristályosodásával jellemezhető. Ezt követte a klinopiroxén mikrofenokristályok kiválása, majd a vulkáni kitörés során az alapanyag megszilárdulása Ti-augit, plagioklász, magnetit, leucit, valamint igen kis mennyiségű nefelin és apatit képződésével. Az elsőként megszilárduló, 82,0–87,6 mg-értékű olivinek a velük együtt képződött Cr-Al-spinelleken (cr# = 15,4–22,4) kívül, a primitív magma apró cseppjeit zárták magukba (*I/a, d. tábla*). Sok esetben a már szilárd Cr-Al-spinellek a magmacseppekkel együtt tapadtak a kristályosodó olivin felületére, ami bezáródott a következő réteggel (*I/b. tábla*). Ezekben az esetekben a szilikátolvadék-zárványok

V. táblázat. A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályainak különböző hőmérsékletre melegített (1230, 1250 és 1280 °C), illetve homogenizált (1300 és 1325 °C) szilikátolvadék-zárványainak kőzetüveg összetétele. n.a. = nem analizált elem, n.d. = nem detektált elem.
Table V. Compositions of glasses in heated and partially homogenized (1230, 1250 and 1280 °C) and homogenized (1300 and 1325 °C) silicate melt inclusions from olivine phenocrysts in the Hegyestű alkali basalt. n.a. = not analyzed element, n.d. = not detected element

Minta	r7-3/1	r7-6/2	r8-3	r9-1	r10-2	r9-5	b2	b1
T [°C]	*1230*	*1230*	*1250*	*1250*	*1280*	*1280*	*1300*	*1325*
SiO_2	43,6	45,4	42,2	42,9	41,7	42,7	40,8	40,5
TiO_2	3,2	2,1	3,3	2,8	3,1	3,0	2,7	2,8
Cr_2O_3	0,1	n.a	n.a	n.a	0,0	n.a	0,1	0,0
Al_2O_3	18,6	16,4	17,3	17,0	16,0	16,5	16,2	15,6
FeO	6,5	8,8	7,8	10,7	8,7	7,6	9,5	9,4
MnO	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	5,5	5,0	5,8	5,3	7,8	6,6	8,7	10,1
CaO	12,6	12,3	13,3	11,1	11,8	12,7	12,1	11,7
BaO	0,1	n.a	n.a	n.a	n.d.	n.a	n.d.	n.d.
Na_2O	4,5	5,4	4,6	4,6	4,6	4,6	4,0	4,0
K_2O	3,4	3,6	3,2	3,1	3,1	3,4	2,9	2,8
P_2O_5	1,1	0,8	0,7	0,7	0,4	0,8	n.d.	n.d.
Cl	0,2	0,2	0,1	0,2	n.d.	0,1	n.d.	n.d.
SO_3	n.a	n.a	n.a	n.a	n.d.	n.a	n.a	n.a
Összes	99,3	100,0	98,3	98,6	97,3	98,1	97,1	97,0



6. ábra. A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályaiból származó szilikátolvadék-zárványok tömegegyensúly számítással meghatározott teljes kémiai összetétele, valamint ezek átlaga (szélsőértékekkel együtt és a szélsőértékek elhagyásával) a TAS diagramon ábrázolva. Az ábrán feltüntettük összehasonlításként a homogenizált, részben homogenizált és nem melegített (Si-gazdag) szilikátolvadék-zárványok kőzetüvegeinek és a befogadó hegyestűi alkáli bazalt összetételét (EMBEY-ISZTIN et al. 1993b) is

Fig. 6 Bulk compositions of silicate melt inclusions, calculated by mass balance calculation, from olivine phenocrysts of the Hegyestű alkali basalt in the TAS diagram showing also the average compositions. For comparison, compositions of homogenized and partially homogenized silicate melt inclusions, of glass in unheated silicate melt inclusions and of Hegyestű alkali basalt (EMBEY-ISZTIN et al. 1993b) are also shown

vizsgálatánál a Cr-Al-spinellek jelenlététől eltekintettünk, hiszen ezek nem befolyásolják az olvadékcseppek kémiai tulajdonságait. A magma hűlése során az olivin fenokristályokba zárt magmacseppek részlegesen kikristályosodtak, ami viszonylag nagytömegű magma lassú hűlésével vagy mélyben kezdődő kristályosodással magyarázható. Kristályos fázisként szulfidcsepp → Al-spinell → rhönit → Ti-augit → apatit vált ki (ebben a sorrendben), amelyhez esetenként rutil ± ilmenit ± Ca-szulfát társult (KÓTHAY 2001; KÓTHAY et al. 2001). A szilikátolvadék-zárványokban jelenlévő kristályos fázisok közül a rhönit és az Al-spinell olyan elegyrész, amely a hegyestűi alkáli bazaltban nem jelenik meg.

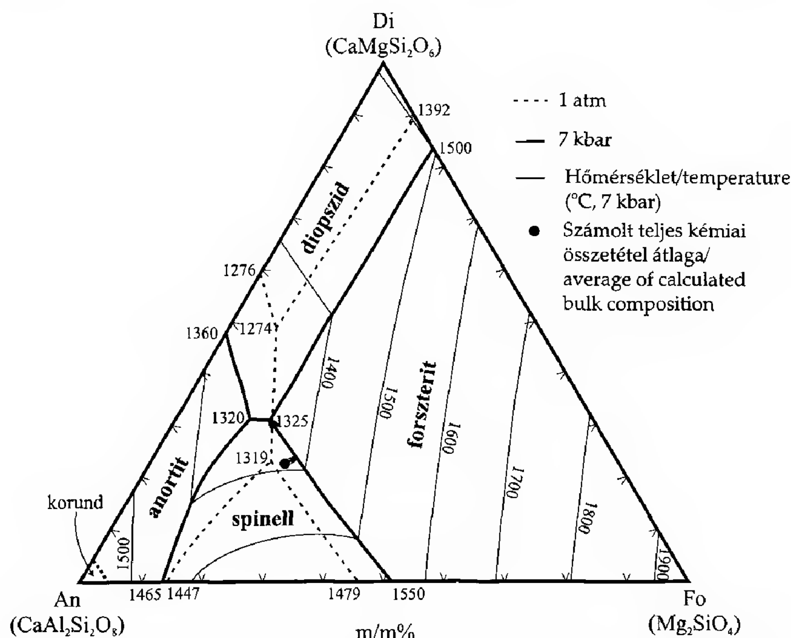
A rhönit KUNZMANN (1989) kísérleti munkája szerint 840 és 1200 °C között, 0,6 kbar nyomás alatt keletkezik szilíciumban telítetlen [ne/(ne+ab+or+lc)>0,18], bázisos [Mg/(Mg+Fe)>0,46] olvadékban, ahogyan azt egyes bazanitok alapanyagában (pl: KYLE & PRICE 1975; HERITSCH & ETTINGER 1998; SEGHEDI et al. 1995) és ocellumokban (NÉDLI & M. TÓTH 2003) sikerült is kimutatni. A homogenizációs kísérletek alapján a hegyestűi szilikátolvadék-zárványokban a rhönit 1220 és 1245 °C között olvad meg (KÓTHAY, 2001; KÓTHAY et al. 2001; KÓTHAY et al. 2003), míg SHARYGIN et al. (2003) eddig ismert olvadékzárványokat összesítő munkája szerint az olvadási (azaz kristályosodási) tartománya 1180 és 1260 °C. Eszerint a szilikátolvadék-zárványok egyik korai, közönséges elegyrészként előforduló, fázisa a rhönit, nagyobb hőmérsékleten és valószínűleg lényegeen nagyobb nyomáson is stabil lehet KUNZMANN (1989) kísérleti adataihoz képest, amint arra SHARYGIN et al. (2004) felhívta a figyelmet.

A szilikátolvadék-zárványok másik jellegzetes elegyrésze a korai kiválású, a rhönittől nagyobb hőmérsékleten (>1245 °C) keletkezett (KÓTHAY 2001; KÓTHAY et al. 2003), nagyon kis mennyiségben előforduló Al-spinell. OSBORN & TAIT (1952) alapvető kísérletei óta ismert, hogy kis nyomáson (1 atm), de nagy hőmérsékleten a bazaltos olvadékot leginkább reprezentáló forszterit-diopszid-anortit (Fo-Di-An) rendszerben Mg- és Al-gazdag olvadékból 1319 °C felett spinell is keletkezhet (*7. ábra*), amely azonban a kristályosodás előrehaladásával (azaz a hőmérséklet csökkenésével) az olvadékkal reakcióba lépve forszteritté és anortittá alakul. A hegyestűi szilikátolvadék-zárványokban ez a reakció nem játszódik le, hanem az Al-spinell stabil marad még kis hőmérsékleten is, ami biztosan nem a stabilizációt elősegítő Cr beépülésének (KAMENETSKY et al. 2001) tulajdonítható, hiszen a Cr_2O_3 maximálisan 1,6 m/m%-ban fordul elő ezekben a spinellekben (*III. tábla*). Felvetődik a kérdés, miért marad stabil az Al-spinell a szilikátolvadék-zárványokban, ami SHARYGIN et al. (2003) összefoglaló tanulmánya szerint nemcsak a hegyestűi előfordulásra, hanem a részletesen vizsgált alkáli bazaltok olvadékzárványaira jellemző, globális tulajdonság. A magyarázathoz PRESNALL et al. (1978) nagy nyomású kísérleti eredményeit használjuk, amelyeket az OSBORN & TAIT (1952)-féle Fo-Di-An rendszeren nyertek 7, 10, 15 és 20 kbar nyomáson. A *7. ábra* mutatja, hogy már 7 kbar nyomáson a spinell és diopszid stabilitási területe megnövekedett az anortit és forszterit rovására, miközben a szilikátolvadék-zárványok jellemzésére használható spinell + forszterit + diopszid rendszer van együtt a hűlő olvadékkal. Valóban, ha a hegyestűi szilikátolvadék-zárványok számolt átlagos összetételét (*IV. táblázat*) ábrázoljuk a Fo-Di-An diagramban (*7. ábra*), akkor az elsőként kiváló Al-spinellt Al-spinell + olivin, majd Al-spinell + olivin + klinopiroxén együttes kristályosodásának kellett követnie. Ez összhangban

van azzal a megfigyeléssel, hogy a szilikátolvadék-zárványokban anortit (ténylegesen plagioklász) nem keletkezett. A rendszer tekintélyes mennyiségű Al- és Ca-tartalmát a jelentős mennyiségű Ti mellett az Al-spinellt követő, de a klinopiroxént megelőző rhönit felhasználta, amely ténylegesen nagy nyomáson keletkezett. Ha ugyanezt a számolt teljes összetételt a kisnyomású rendszerre jellemző diagramban szemléljük, akkor (a feltétezhetően) a szilikátolvadék-zárvány falára kristályosodott olivint plagioklász + olivin, majd plagioklász + olivin + klinopiroxén együttes kristályosodása követné, ami a hegyestűi mintáknál ellentmond a petrográfiai vizsgálatoknak, ebben az esetben ugyanis egyáltalán nem képződne spinell.

Korábbi vizsgálatokból tudjuk (SZABÓ & BODNÁR 1996; KOVÁCS et al. 2003), hogy a Kárpát–Pannon régió alkáli bazaltos magmái igen gyorsan, néhány 10 óra leforgása alatt kerültek a felszínre, így a gyors kitörés során az olivinbe zárt magmacsepp addig ki nem kristályosodott része – néha Na- illetve K-dús, szételegyedő kőzetüvegként dermedt meg (*I/b–f. tábla*), körülölelve a már kivált ásványokat és az elkülönült fluid buborékot (*I/b, e. tábla*). Hasonló szételegyedő kőzetüvegről eddig SZABÓ & BODNÁR (1993) számolt be a bárnai (–) alkáli bazalt olivin fenokristályaiban előforduló szilikátolvadék-zárványokban.

Mivel a CO_2 fluid fázis termometriai vizsgálata során a mért olvadási hőmérséklet tartomány nem tér el jelentősen a CO_2 hármaspontjától, a buborék szinte tiszta szén-dioxidnak tekinthető. Tekintettel arra, hogy a megvizsgált szilikátolvadékzárványban a fluidfázis homogenizációs hőmérsékletét nem sikerült meghatározni, mindössze annyi állítható az eddigi vizsgálatok alapján, hogy az eredeti olvadék biztosan tartalmazott CO_2-t, ami a magmából, lévén nyílt rendszer, még a kitörés előtt/alatt könnyedén eltávozott. Nem így a zárt rendszerben megszilárdult szilikátolvadék-beágyazásokban, ahol 20–30 v/v%-nyi buborékként szételegyedve megőrződött. A CO_2 a zárványokban még a kristályos fázisok kialakulása előtt vagy alatt elkülönült, vagy túltelített magma esetén együtt csapdázódott az olvadékkal, amint arra KAMENETSKY et al. (2002) bazaltos és pikrites anyagokat vizsgálva hívta fel a figyelmet. Ez utóbbi lehetőség magyarázatot adhat a szilikátolvadék-zárványok jelentős részénél megfigyelhető dekrepitációra, amit a zárványok körül megjelenő kisméretű zárványkoszorúk, illetve féregszerű képletek jeleznek (I/b. tábla). Számos kísérlet (pl. VITYK & BODNÁR 1995) igazolta, hogy a nagy nyomáson képződött ásványokban, a nyomás csökkenés hatására a zárványban uralkodó túlnyomás miatt – ami meghaladja a ridegen viselkedő befogadó ásvány mechanikai ellenállását – a zárvány felrobban és egyes részei a repedés mentén szétszóródnak. A jelenség nemcsak szilikátolvadék-zárványok körül figyelhető meg, hanem fluid és szulfid zárványok környezetében is (pl.: ANDERSEN et al. 1987; SZABÓ & BODNÁR 1995; VITI & FREZZOTTI 2000). A dekrepitáció folyamata azonban nemcsak nyomáscsökkenés hatására jöhet létre, hanem hőmérséklet emelkedés során is (GREEN & RADCLIFFE 1975), aminek a homogenizációs kísérletek során lehet jelentősége. Ilyenkor ugyanis a teljes homogenizáció előtt, a dekrepitáció hatására, eltávozhat a zárvány anyagának egy része, ami így alkalmatlanná válik a további vizsgálatra. Vizsgálataink során megfigyelt dekrepitációs jelenség arra utal, hogy a bezárt olvadék elvesztette eredeti illótartalmának egy részét. Ez azonban nem akadálya annak, hogy kiszámoljunk a szilikátolvadék-zárványok minimális CO_2-tartalmát. A CO_2 sűrűsége a



7. ábra. A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályaiból származó szilikátolvadék-zárványok tömegegyensúly számítással meghatározott teljes kémiai összetétele a forszterit-diopszid-anortit (Fo-Di-An) diagramban. A diagram OSBORN & TAIT (1952) kis nyomású (1 atm) és PRESNALL et al. (1978) nagy nyomású (7 kbar) kísérleteiben meghatározott fázisokat mutatja

Fig. 7 Bulk composition of silicate melt inclusions, calculated by mass balance calculation, from olivine phenocrysts of the Hegyestű alkali basalt in the forsterite-diopside-anorthite (Fo-Di-An) diagram showing phases determined by low pressure (1 atm; OSBORN & TAIT 1952) and high pressure experiments (7 kbar; PRESNALL et al. 1978)

maximális homogenizációs hőmérséklet (31 °C) alapján 0,47 g/cm^3. Az átlagos, illómentes szilikátolvadék sűrűsége 2,52 g/cm^3, amelyet NELSON & CARMICHAEL (1979) módszerével számítottunk ki, felhasználva a különböző olvadékokra 1300 °C-on megadott parciális moláris mennyiséget. Mindezeket figyelembe véve kiszámítható a szilikátolvadék CO_2 tartalma, ha megbecsüljük a buborék térfogatát a szilikátolvadék-zárványban szobahőmérsékleten, amihez ROEDDER (1984) (*Fig. 4–10.*) tapasztalati ábráját hívtuk segítségül, ami a zárványokban előforduló fluidumokat tartalmazó buborékok területi és térfogati részarányát veti össze. Eszerint a hegyestűi primér alkáli bazalt minimum 2 m/m% CO_2-ot tartalmazott. Ez jó összhangban van a CO_2 bázisos olvadékokban mért oldhatóságával köpeny körülmények között (pl: SHILOBREYEVA & KADIK 1990 és LOWENSTERN 2001).

Következtetések

– A hegyestűi alkáli bazalt olivin fenokristályainak magjában található szilikát-olvadék-zárványok primér beágyazások. Tömegegyensúly számítással meghatározott teljes összetételük átlaga jó közelítéssel megadja a bazaltot létrehozó

primitív magma összetételét. A primitív magma Si-ban telítetlen (SiO_2~41 m/m%), Mg- és alkália-gazdag (MgO~8 m/m%, Na_2O+K_2O~6 m/m%), CO_2-tartalmú (min. 2 m/m%), bázisos-ultrabázisos olvadék lehetett, amely kisebb SiO_2-, nagyobb TiO_2-, Al_2O_3- CaO- és CO_2-tartalmával különbözik a hegyestűi kúpot felépítő alkáli bazalt átlagos összetételétől.

– A magma hűlése során az olivin fenokristályokba zárt magmacseppek részlegesen kikristályosodtak. A kristályosodás >1300 °C-on kezdődött. Petrográfiai bizonyítékok alapján kristályos fázisként szulfidcsepp → Al-spinell → rhönit → Ti-augit → apatit keletkezett, amelyhez esetenként rutil ± ilmenit ± Ca-szulfát társult. A ki nem kristályosodott olvadék nagy Na- és/vagy K-tartalmú, nagy SiO_2-tartalmú kőzetüvegként szilárdult meg; a magma jelentős CO_2 tartalma pedig buborék formájában különült el a kristályosodás korai szakaszában.

– A szilikátolvadék-zárványokban jelenlévő kristályos fázisok közül a rhönit és az Al-spinell olyan elegyrész, amely alkáli bazaltokban primer ásványként nem jelenik meg. Az Al-spinell annak köszönheti jelenlétét, hogy a kristályosodása után nem lépett reakcióba az olvadékkal, hogy olivint és plagioklászt formáljon, hanem stabil fázis maradt. Ez csak nagy nyomáson (>7 kbar) kristályosodó Si-szegény olvadékokban lehetséges. Ilyen rendszerek jellegzetes elegyrésze a rhönit, amely az Al-spinellt követi a kristályosodásban és keletkezése során felhasználja az olvadék Ti-készletét, továbbá az Al és a Ca jelentős részét, ami szintén megakadályozza a plagioklász képződését az olvadékból.

Köszönetnyilvánítás

Hálával tartozunk munkánk során nyújtott segítségéért és támogatásáért az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén működő Litoszféra Fluidum Kutató Labor és a novoszibirszki Fluidkutató Laboratórium minden tagjának, a Magyar és az Orosz Tudományos Akadémiának, a Pro Renovanda Culturae Alapítványnak, valamint KISS Henriettnek a munka kezdeti fázisában való részvételéért. Továbbá köszönjük HARANGI Szabolcs (ELTE), EMBEY-ISZTIN Antal (TTM) és Martin FLOWER (University of Chicago) értékes tanácsait. Végül, de nem utolsó sorban köszönettel tartozunk a cikk bírálóinak DUNKL Istvánnak (GZG) és D. NAGY Juditnak, valamint EMBEY-ISZTIN Antalnak (TTM) az építő jellegű kritikákért. Ez a cikk az OTKA támogatásával készült (T043686, témavezető: Szabó Csaba).

Ez a cikk a Litoszféra Fluidum Kutató Labor 23. publikációja.

Irodalom – References

ANDERSEN, T., GRIFFIN, W. L. & O'REILLY, S. Y. 1987: Primary sulphide melt inclusions in mantle-derived megacrysts and pyroxenites. – *Lithos* **20**, 279–294.

BALI, E., SZABÓ, Cs., VASELLI, O. & TÖRÖK, K. 2002: Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Western Hungary. – *Lithos* **61**, 79–102.

BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E. & PÉCSKAY, Z. 1986: K/Ar dating of post-sarmatien alkali basaltic rock in Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica* **28**, 75–93.

CLOCCHIATTI, R. & MASSARE, D. 1985: Experimental crystal growth in glass inclusions: the possibilities and limits of the method. – *Contrib. Miner. Petrol.* **89**, 193–204.

DANYUSHEVSKY, L. V., DELLA-PASQUA, F. N. & SOKOLOV, S. 2000: Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **138**, 68–83.

DANYUSHEVSKY, L. V., SOBOLEV, A. V. & KONONKOVA, N. N. 1992: Methodes of studying melt inclusions in minerals during investigation on Water-bearing primitive mantle melts (Tonga Trench Boninites). – *Geochemistry International* **29**, 48–62 translated from *Geokhimiya* **12**, 1711–1723.

DÉGI J. & TÖRÖK K. 2004: Kőzettani bizonyítékok a kéreg kivékonyodására a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen. – *Magyar Geofizika* **44/4**, 125–134.

DOBOSI, G., KEMPTON, P. D. & DOWNES, H. 2003: Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary, part 2: Sr–Nd–Pb–Hf and O isotope evidence for formation of continental lower crust by tectonic emplacement of oceanic crust. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **144**, 671–683.

DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & THIRLWALL, M. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**, 340–354.

EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., JAMES, D. E., DOWNES, H., POULTIDIS, C. H. & SCHARBERT, H. G. 1993a: A compilation of new major, trace elements and isotope geochemical analyses of the young alkali basalts from the Pannonian Basin. – *Fragmenta mineralogica et paleontologica* **16**, 5–26.

EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., INGRAM, G. A., HARMON, R.S. & SCHARBERT, H. G. 1993b: The Petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – *Journal of Petrology* **34/2**, 317–343.

EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1989: Petrology and Geochemistry of Peridotite Xenoliths in Alkali Basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. – *Journal of Petrology* **30/1**, 79–105.

FREZZOTTI, M. L. 2001: Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology. – *Lithos* **55/1–4**, 273–299.

FITTON, J. G., JAMES, D. & LEEMAN, W. S. 1991: Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. – *J. Geophys. Res.* **96**, 13693–13711.

GIONCADA, A., CLOCCHIATTI, R., SBRANA, A., BOTTAZZI, P., MASSARE, D. & OTTOLINI, L. 1998: A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian Islands, Italy): insights on the primitive magmas and on the volcanic feeding system. – *Bull. Volcanol.* **60**, 286–306.

GREEN, H. W. & RADCLIFFE, S. V. 1975: Fluid precipitates inrocks from the Earth'mantle. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **86**, 846–852.

HARANGI, SZ., WILSON, M. & TONARINI, S. 1995: Petrogenesis of the Neogene Potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. – In: DOWNES, H. & VASELLI, O. (Eds.): Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. – *Acta Vulcanologica* **7/2**, 125–134.

HARANGI, SZ. 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region – a rewiew. – *Acta Geol. Hung.* **44/2–3**, 223–258.

JUGOVICS, L. 1967: A Dunántúli bazalt és bazalttufa területek. – *MÁFI Évi Jel.* **1967-ről**, 75–80.

HERITSCH, H. & ETTINGER, K. 1998: Titanarme Rhönit als Kristallite in basaltischen Glasern des Steinberges bei Feldbach, Steiermark. – *Mitteilungen der Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum* **62/63**, 75–79.

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the evolution of the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **226**, 333–357.

KAMENETSKY, V. S. & CLOCCHIATTI, R. 1996: Primitive magmatism of Mt. Etna: insights from mineralogy and melt inclusions. – *Earth and Planetary Science Letters* **142**, 553–572.

KAMENETSKY, V. S., CRAWFORD, A. J. & MEFFRE, S. 2001: Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated. – *J. Petrology* **42**, 655–671.

KAMENETSKY, V. S., DAVIDSON, P., MERNAGH, T. P., CRAWFORD, A.J ., GEMMEL, J. B., PORTNYAGIN, M. V. & SHINJO, R. 2002: Fluid bubbles in melt inclusions and pillow-rim glasses: high-temperature precursors to hydrothermal fluids?. – *Chemical Geology* **183/1–4**, 349–364.

KOVÁCS I., BALI E., KÓTHAY K., SZABÓ CS. & NÉDLI ZS. 2003: Bazaltos kőzetekben előforduló kvarc és földpát xenokristályok petrogenetikai jelentősége. – *Földtani Közlöny* **133/3**, 397–420.

KÓTHAY K. 2001: A hegyestűi bazalt olivin fenokristályaiba ágyazódott szilikátolvadék-zárványok vizsgálata. – ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Diplomamunka, 80 p.

KÓTHAY, K., PETŐ, M., SZABÓ, CS., TÖRÖK, K., SHARYGIN, V. V., TIMINA, T. JU. & NTAFLOS, T. 2003: A comprehensive silicate melt inclusion study of olivine phenocrysts from Hegyestű (Bakony–Balaton Highland) and Pécskő (Nógrád–Gömör) alkali basalts, Pannonian basin, Hungary. – *Acta Mineralogica- Petrographica, Abstract Series* **2**, 105–106.

KÓTHAY, K., SZABÓ, CS., SHARYGIN, V. V. & TÖRÖK, K. 2001. Silicate melt inclusion study on olivine phenocrysts and clinopyroxene microphenocrysts in the Hegyestű basalt, Bakony–Balaton Highland, Hungary. – *Memórias* **7**, 237–240.

KUNZMANN, T. 1989: Rhönit: Mineralchemie, Paragenese und Stabilität in alkalibasaltischen Vulkaniten, Ein Beitrag zur Mineralogenese der Rhönit-Änimagnit-Mischkristallgruppe. – Dissertation Universität München, 151 S.

KUNZMANN, T. 1999: The aenigmatite-rhönite mineral group. – *European Journal of Mineralogy* **11**, 743–756.

KUZMIN, D. V., CHUPIN, V. P. & LITVINOVSKY, B. A. 1999: The temperatures and compositions of magmas of trachybasalt-comendite association in the Tsagan-Khurtei ridge, West Transbaikalia (by inclusions in minerals). – *Russian Geology and Geophysics* **40/1**, 60–71.

KYLE, P. R. & PRICE, R. C. 1975: Occurrences of rhönite in alkalic lavas of the McMurdo Volcanic Group, Antarctica, and Dunedin Volcano, New Zealand. – *American Mineralogy* **60**, 722–725.

LOWENSTERN, J. B. 2001: Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. – *Mineralium Deposita* **36**, 490–502.

LOWENSTERN, J. B. 2003: Melt inclusions come of age: volatile, volcanoes, and Sorby`s legacy in Melt inclusions in volcanic systems (methods, applications and problems) by B. De VIVO & R. J. BODNAR. – Developments in volcanology 5, Elseviere.

MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. – *Geol. Hung., Series Geol.* **26/2**, 73–132.

NÉDLI, ZS. & M. TÓTH, T. 2003: Petrography and mineral chemistry of rhönite in ocelli of alkali basalt from Villány Mts., SW Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica*, **44**, 51–56.

NELSON, S. A. & CARMICHALE, I. S.E. 1979: Partial molar volumes of oxide components in silicate liquids. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **71**, 117–124.

NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1999a: Large hydrovolcanic field in the Pannonian Basin: general characteristics of the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. – *Acta Volc.* **11/2**, 271–282.

NÉMETH, K. & MARTIN, U. 1999b: Late Miocene paleo-geomorphology of the Bakony–Balaton Highland Volcanic field (Hungary) using physical volcanology data. – *Z. Geomorph. N. F.* **43/4**, 417–438.

OSBORN, E. F. & TAIT, D. B. 1952: The system diopside–forsterite–anorthite. – *Am. J. Sci., Bowen* 413–433.

OSKARSSON, N. & HANSTEEN, T. H. 1992: The use of graphite for the removal of oxygen from nitogene purge gas in high temperature microthermometry using the Linkam TH1500 stage. – *Eur. J. Mineral.* **4**, 865–871.

PRESNALL, D. C., DIXON, S. A., DIXON, J. R., O`DONELL, T. H., BRENNER, N. L., SCHROCK, R. L. & DYCUS, D. W. 1978: Liquidus phase relation on the join diopside–forsterite–anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **66**, 203–220.

ROEDDER, E. 1979: Origin and significance of magmatic inclusions. – *Bull Minéral.* **102**, 487–510.

ROEDDER, E. 1984: Fluid inclusions. – *Reviews in Mineralogy* 12, 646 p.

ROEDER, P. L. & EMSLIE, R. F. 1970: Olivine-liquid equilibrium. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **29**, 275–289.

SALTERS, V. J. M., HART, S. R. & PANTÓ, GY. 1988: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. – *Am. Ass. Petroleum Geol. 394 p.*

SEGHEDI, I., VASELLI, O. & DOWNES, H. 1995: Occurrence of rhönite in basanites from Poiana Ruscă Mountains. – *Roman. J. Mineral.* **77**, 41 p.

SHARYGIN, V. V., KÓTHAY, K., PETŐ, M., SZABÓ, C., TÖRÖK, K., TIMINA, T. VAPNIK, Y. & KUZMIN, D. V. 2003: Rhönite in alkali basalts: Studies of silicate melt inclusions in olivine phenochrysts. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series* **2**, 182–183.

SHILOBREYEVA, S. N. & KADIK, A. A. 1990: Solubility of CO_2 in magmatic melts at high temperatures and pressures. – *Geochemical International* **27**, 31–41.

SOBOLEV, V. S., BAZAROVA, T. YU. & BAKUMENKO, I. T. 1972: Crystallization temperature and gas phase composition of alkaline effusives as indicated by primary melt inclusions in the phenocrysts. – *Bulletin Volcanol.* **35**, 1–18.

STUDENT, J. J. & BODNÁR, R. J. 1996: Melt inclusion microthermometry: petrologic constraints from the H_2O-saturated haplogranite system. – *Petrology* **4/3**, 310–325.

SZABÓ, CS. & BODNÁR, R. J. 1993: Fluid inclusions in olivines and clinopyroxenes of alkali basalts from the Nógrád–Gömör Volcanic Field (North Hungary/South Slovakia). – *IACVEI abstracts*, Canberra, p. 111.

SZABÓ, CS. & BODNÁR, R. J. 1995: Chemistry and origin of mantle sulphides in spinel peridotite xenoliths from alkaline basaltic lavas, Nógrád–Gömör Volcanic Field, northern Hungary and southern Slovakia. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **59/19**, 3917–3927.

SZABÓ, CS. & BODNÁR, R. J. 1996: Changing magma ascent rates in the Nógrád–Gömör Volcanic Field Northern Hungary/Souther Slovakia: Evidence from CO_2-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenoliths. – *Petrology* **4/3**, 221–230.

SZABÓ, CS. & TAYLOR, L. A. 1994: Mantle petrology and geochemistry beneath Nógrád–Gömör Volcanic Field, Carpathian–Pannonian region. – *Intern. Geol. Rev.* **36**, 328–358.

SZABÓ, CS., BODNÁR, R. J. & SOBOLEV, A. V. 1996: Metasomatism associated with subduction-related, volatile-rich silicate melt in the upper mantle beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field, Northern Hungary/Southern Slovakia: Evidence from silicate melt inclusions. – *Eur. J. Mineral.* **8**, 881–899.

SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannon Region. – *Tectonophysics* **208**, 243–256.

SZABÓ, CS., HARANGI, SZ., VASELLI, O. & DOWNES, H. 1995: Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian Region. - *Acta Vulcanologica* **7/2**, 231–239.

SZABÓ, CS., VASELLI, O., VANUCCI, R., BOTTAZZI, P., OTTOLINI, L., CORADOSSI, N. & KUBOVICS, I. 1995: Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. – *Acta Vulcanologica* **7/2**, 249–267.

THORNTON, W. N. & TUTTLE, O. 1960: Chemistry of igneus rocks: 1. Differentiation index. – *Am. J. Sci.* **258/9**, 82–98.

VASELLI O., DOWNES, H., THIRLWALL, M., DOBOSI, G., CORADOSSI, N., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A. & VANNUCCI, R. 1995: Ultramafic xenoliths in plio-pleistocene alkali basalts from the Eastern Transylvanian Basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. – *Jour. of Geol.* **36/1**, 23–53.

VASELLI, O., DOWNES, H., THIRLWALL, G., VANNUCCI, R. & CORADOSSI, N. 1996: Spinel-peridotite xenoliths from Kapfenstein, Graz Basin, Eastern Austria: a geochemical and petrological study. – *Mineralogy and Petrology* **57**, 23–50.

VITI, C. & FREZZOTTI, M-L. 2000: Re-equilibration of glass and CO_2 inclusions in xenolith olivine: A TEM study. – *American Mineralogist* **85**, 1390–1396.

VITYK, M. O. & BODNÁR, R. J. 1995: Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during re-equilibration, with applications to tectonic reconstruction. - *Contrib. Miner. Petrol.* **121/3**, 309–323.

WERRE, JR. R. W., BODNÁR, R. J., BETHKE, P .M. & BARTON, P. B. 1979: A novel gas-flow fluid inclusion heating/freezing stage. – *Geol. Soc. Am. Abstract with Programs* **11**, 539 p.

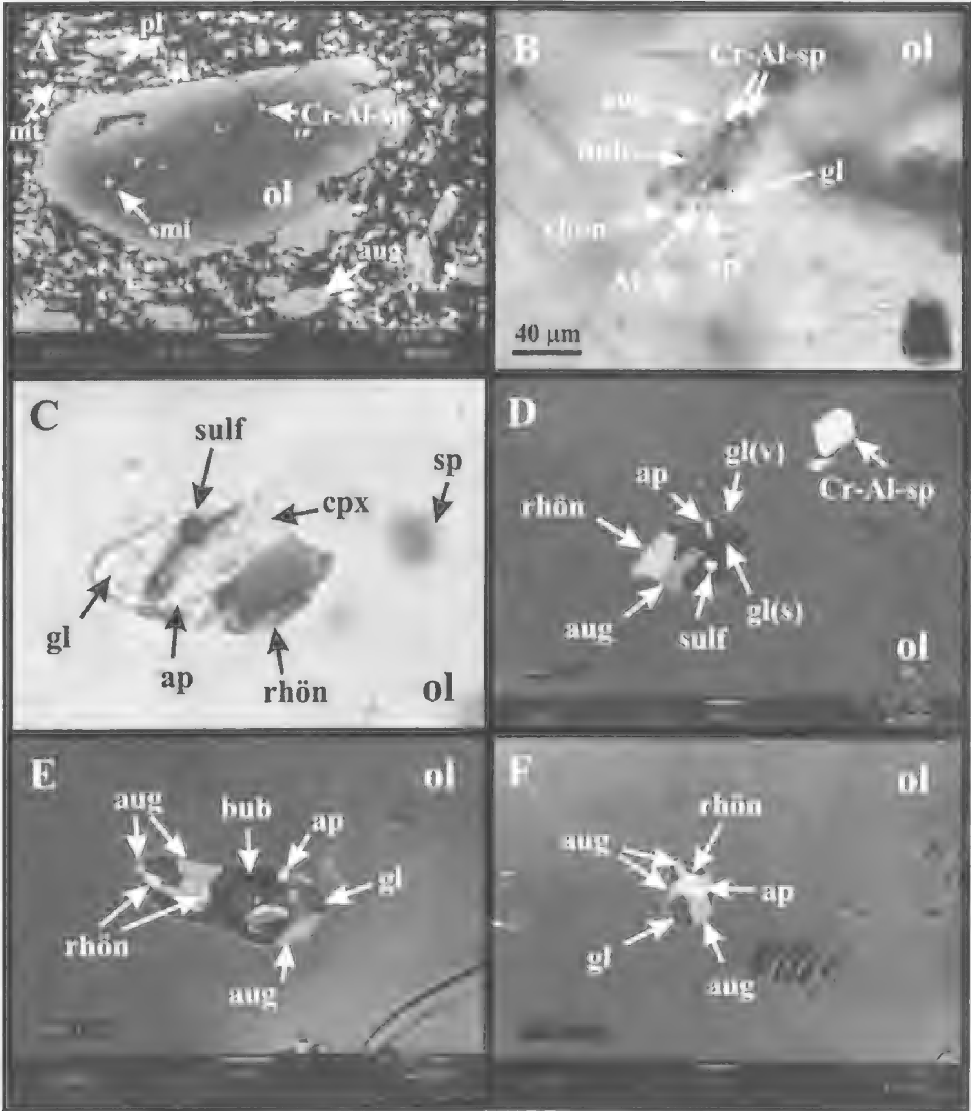
Kézirat beérkezett: 2004. 08. 09.

Tábla magyarázat – Explanation of Plate

Tábla I. A hegyestűi alkáli bazalt olivin (ol) fenokristályainak magjában megjelenő szilikátolvadék-zárványok (smi) mikroszkópos és visszaszórt elektron (BSE) képe. Az egyes zárványokban különböző fázisok táródtak fel a csiszolás során: rhön (rhönit), aug (augit), sulf (szulfid), Al-sp (Al-spinell), ap (apatit), gl(s) sötét kőzetüveg, gl(v) világos kőzetüveg, bub (CO_2-buborék), Cr-Al-sp (Cr-Al-spinell). A) Zónás olivin (ol) fenokristály visszaszórt elektron (BSE) képe. Az olivin számos szilikátolvadék- (smi) és Cr-Al-spinell- (Cr-Al-sp) zárványt tartalmaz. Az olivint körülvevő alapanyag kristályos fázisai: aug (augit), pl (plagioklász) és mt (magnetit). B) Z60 szilikátolvadék-zárvány, amely környezetében dekrepitációs szilikátolvadék-zárványsor látható (mikroszkópi kép, 1N). C) Z14 szilikátolvadék-zárvány (mikroszkópi kép, 1N). D) Z14 szilikátolvadék-zárvány (BSE kép, eltérő orientációban, a kép önálló Cr-Al-spinell zárványt is mutat). E) Z12 szilikátolvadék-zárvány (BSE kép). F) Z11 szilikátolvadék-zárvány (BSE kép).

Table I. Photomicrographs and back-scattered electron (BSE) images of silicate melt inclusions (smi) and Cr-Al-spinels (Cr-Al-sp) in core of olivine phenocryst of the Hegyestű alkali basalt. Different phases were opened during polishing in the individual inclusions: rhön (rhönite), aug (augite), sulf (sulphide), Al-sp (Al-spinel), ap (apatite), gl(s) (dark colored glass), gl(v) (light coloured glass), CO_2 bubble (bub), Cr-Al-spinel (Cr-Al-sp). A) Zoned olivine (ol) phenocryst containing typical silicate melt inclusions (smi) and Cr-Al-spinel inclusions (Cr-Al-sp). Olivine phenocryst is surrounded by crystallized phases of the groundmass (augite – aug, plagioclase – pl, and magnetite - mt) (BSE image). B) Photomicrograph of Z60 silicate melt inclusion surrounded by decrepitation halos of tiny silicate melt inclusions. C) Photomicrograph of Z14 silicate melt inclusion. D) BSE image of of Z14 silicate melt inclusion and Cr-Al-spinel inclusion (in different orientation). E) BSE image of Z12 silicate melt inclusion. F) BSE image of Z11 silicate melt inclusion.

I. tábla – Plate I



Földtani Közlöny 135/1, 57–76.(2005) Budapest

Szilárd ásványi nyersanyagtelepek megkutatottságának értékelése a Bayes-féle valószínűségek és a bizonytalan halmazok elméletének segítségével

Assessment of the completeness of exploration of solid mineral deposits by the application of Bayesian probabilities and fuzzy arithmetic methods

BÁRDOSSY György[1]

(9 ábra, 4 táblázat)

Tárgyszavak: készletszámítás, fuzzy aritmetika, előzetes információk, előzetes valószínűségek
Keywords: resource assessment, fuzzy arithmetic methods, prior information, prior probabilities

Abstract

The completeness of an exploration project is of crucial importance for making a decision to start or to give up a mining investment, or to continue the exploration in order to get complementary pieces of information. The author discusses this problem using the example of the Halimba bauxite deposit, Hungary. Resource calculations were carried out in 12 subsequent stages by fuzzy arithmetic methods with the aim of quantifying the uncertainties the tonnage and grade of the ore. Prior information and prior probabilities were applied to complete the drilling data. The ranges of influence for the main variables were calculated by variograms. The spatial variability and spatial continuity of the ore bodies were evaluated using mathematical methods. The main geological, mining and economic factors should be evaluated and ranked separately, according to their importance.

Összefoglalás

A szerző azt vizsgálja, hogy miként lehet egy szilárd ásványi nyersanyagtelep optimális megkutatottságát objektív módon meghatározni. Ehhez a bizonytalan halmazok elméletét, a variogramszámítást, valamint a Bayes-féle előzetes valószínűségek elméletét használja. Mintaterületül a halimbai bauxittelepet választotta., ahol a Halimba II/keleti bányamezőben a fúrásos kutatás menetét 12 egymásra következő készletszámítással rögzítette. A hatástávolságokat variogramok segítségével határozta meg. Tapasztalatai szerint a fő változók nem egyszerre érik el az optimális megkutatottságot. Ezért a fenti módszerek együttes alkalmazásával lehet a változók sorrendjét és a megkutatottság mértékét mennyiségileg meghatározni.

Bevezetés

Megkutatottság (ismeretesség) egy ásványi nyersanyagtelep olyan mértékű megismerése, ami a bányászati kitermelés és a feldolgozhatóság kérdéseiben megalapozott döntéseket tesz lehetővé (WELLMER 1989a, b). A megkutatottság optimális mértékének meghatározása elsőrendű feladat, hiszen a túlkutatás felesleges költségtöbblettel jár, az alulkutatás pedig a tervezett beruházás műszaki és gazdasági kockázatát növeli meg. Elméletileg bizonyított, hogy hagyományos statisztikai módszerekkel a megkutatottság mértékét nem lehet kellően számszerűsíteni (DIEHL 1997; HENLEY 2001; YAMAMOTO 1999). E helyett szovjet

[1]H–1055 Budapest V. Kossuth tér 18.

mintára ún. ismeretességi kategóriákkal fejezték ki a megkutatottság mértékét. A kategóriákba való besorolás hatósági irányelvek és nem számítási eredmények alapján történt. (BÁRDOSSY & FODOR B. 1985). Magyarországon az ásványvagyon megkutatottságát még ma is ismeretességi kategóriákkal fejezik ki. A és B a magas, C_1 és C_2 az alacsony ismeretességű, ezért kevésbé megbízható ásványvagyonra vonatkozó kategóriák (MGSZ Tájékoztató 2003)

A közelmúltban a bizonytalan halmazok elméletének (*fuzzy set theory*) alkalmazásával olyan új módszert dolgoztunk ki, amellyel szilárd ásványi nyersanyagtelepek ásványvagyonának megbízhatósága számszerűen meghatározható (BÁRDOSSY et al. 2001; BÁRDOSSY & FODOR J. 2004). Ez azonban csak egyik tényezője a megkutatottságnak, hiszen az ásványvagyon mennyiségén és átlagos minőségén túlmenően a nyersanyagtelep térbeli helyzetét, belső folytonosságát, külső határainak lefutását, valamint összetételének és más tulajdonságainak térbeli változékonyságát is kellően meg kell ismerni. Ezeknek a tulajdonságoknak értékelésére különösen alkalmasak a Bayes-tételen alapuló ún. előzetes valószínűségek (*prior probabilities*), melyek abban különböznek a hagyományos relatív gyakorisági valószínűségektől (*frequentist probabilities*) hogy megismételt kísérletek helyett egyetlen kísérlet kimenetelére vonatkozó ismereteink mértékét fejezik ki. Az előzetes valószínűségek új információk megszerzésével az időben változnak, egyre pontosabbakká válnak, ahogy az adott esemény bekövetkezéséhez közeledünk. Kiválóan alkalmas ezért ez a módszer az időben előre haladó nyersanyagkutatás értékelésére és végső fokon a megkutatottság objektív számszerűsítésére. E lehetőségek ellenére ez a módszer sem a hazai, sem a külföldi készletszámításokban nem nyert eddig érdemi alkalmazást, egyéb földtani alkalmazásai azonban már megjelentek (WOOD & CURTIS 2004). GEIGER (2004) a Shannon-féle statisztikai entrópiát használta fel üledékes rétegösszletek kutatási bizonytalanságának és megkutatottságának számszerűsítésére. A készletszámítások viszont továbbra is relatív gyakorisági statisztikai módszerekkel készülnek és kizárólag a kutatás adott szintjére vonatkoznak (PAL 1999; SCHUENEMEYER & POWER 2000).

A megkutatottság csak akkor teljes, ha a kutatás eredményei alapján kockázatelemzés készíthető a tervezett beruházások műszaki és pénzügyi kockázatáról. Ugyanis szabad piaci viszonyok között a beruházó dönti el, hogy mekkora kockázat mellett vállalja el az adott beruházást. A hagyományos módszerek használata esetén a kockázatelemzés is inkább becslés, mint konkrét számítás.

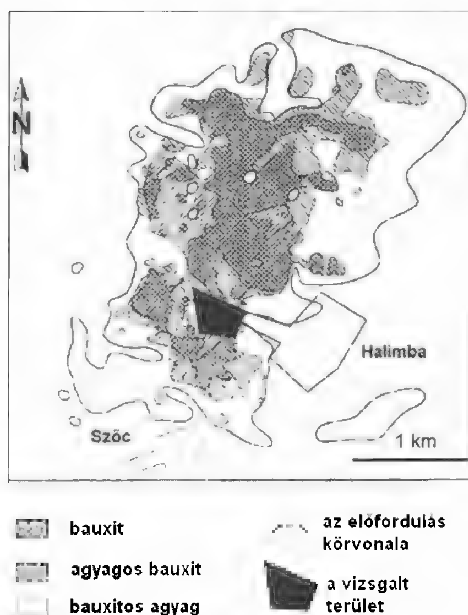
Tekintettel arra, hogy a bizonytalan halmazok elméletét és módszereit, valamint a Bayes-féle előzetes valószínűségeket részletesen ismertettük (BÁRDOSSY & FODOR J. 2004) ennek megismétlése helyett konkrét számítási példán mutatjuk be e módszerek alkalmazását a megkutatottság értékelésére. Erre a célra a halimbai bauxittelepet választottuk ki, amelyen a közelmúltban egy még bányászatilag feltáratlan bányamezőt – Halimba II/kelet – a szokásosnál is részletesebben kutattak meg magfúrások segítségével. E magfúrások magas színvonalú műszaki kivitelezése, az elvégzett vegyelemzések nagy száma, a korábbi bányászati feltárások tapasztalatai és nem utolsó sorban a helyi bányamérnökök és geológusok magas szakmai ismeretei szolgáltak alapul az elvégzett számításokhoz.

Kiinduló adatok

Minden ilyen jellegű értékelés kiindulása a természeti valóságot megjelenítő teleptani modell, melyhez az addig szerzett földtani ismeretek (*prior informations*) szolgáltatják az alapot. Az 1943 óta itt folyó fúrásos kutatás és az 1950 óta megszakítás nélkül folyó bányászati kitermelés nagy mennyiségű ismeretanyagot szolgáltatott a teleptani modell kialakításához. E modellt első ízben BÁRDOSSY és JUHÁSZ fogalmazta meg (1991). Azóta egyes részleteit az újonnan szerzett ismeretek nyomán módosítottuk, ill. kiegészítettük (BÁRDOSSY et al. 1998). Jelenlegi ismereteink szerint a halimbai bauxittelep időszakos folyóvízi szállítás eredményeként délkelet felől halmozódott fel több szakaszban, a kréta, paleocén és koraeocén folyamán. A telepen belül meder (zátony), szegély és ártéri kifejlődéseket lehet megkülönböztetni. Speciális helyi kifejlődést képeznek a mészkő és dolomittörmelékes közbetelepülések (kalkarenit, konglomerátum és breccsa) a Halimba II bányamező nyugati részén.

A feldolgozásra kiválasztott Halimba II/kelet bányamező az előfordulás déli részén található. A nagyobb kiterjedésű északi résztől egy NyÉNy/KDK lefutású törésvonal választja el, amely mentén nagy valószínűséggel 100 métert meghaladó vízszintes irányú elmozdulás is történt. Ez közel párhuzamos a telepet északon lezáró nagy törésvonallal. (*1. ábra*). A Halimba II/kelet bányamező a tőle nyugatra fekvő Halimba II/nyugat és a délre fekvő cseresi bányamezővel egyetlen genetikai, szedimentológiai egységet alkot. Elsősorban üledékkifejlődéseik tekintetében térnek el egymástól. Míg a cseresi és a Halimba II/nyugati bányamezőkben térben jól el lehetett különíteni egy középső meder és kétoldalt két szegélyfáciest, addig a Halimba II/kelet bányamezőben nem lehetett ilyen fácieseket megkülönböztetni. Itt egy középső, rendkívül szabálytalan körvonalú, nagyobb bauxittest rajzolódott ki, amelyet jóval kisebb bauxittestek vesznek körül. Ezen kívül több, csak egyetlen fúrásra kiterjedő, kis vastagságú és kis kiterjedésű bauxittestet is kimutattak a fúrások. Mindezek egy 10–44 m vastag, összefüggő bauxitösszletbe ágyazódnak, amely nagyobbrészt agyagos bauxitból, kisebbrészt bauxitos agyagból áll. A bauxitösszlet csak a kutatási terület keleti szélén ékelődik ki. Véleményem szerint mindezek a bauxittestek az ártéren halmozódtak fel, viszonylag rövid, erőteljesebb behordás (árvíz) idején. A bauxittestek rendkívül erős tagoltságát az okozhatta, hogy az árvízi behordások egyidejűleg bevágódtak a korábban leülepedett bauxitba. Ezért különbözik ez a területrész a cseresitől és a Halimba II nyugati részétől. A régebbi fúrások kiértékelése alapján valószínűnek tartom, hogy ez az ártéri jelleg a cseresi bányamező keleti szélére is kiterjedt.

Az utóbbi évek kutatásai főként a Halimba II/kelet bányamező középső, nagyobb bauxittestére és az azt észak és kelet felől övező néhány kisebb bauxittestre összpontosultak, ezért módszertani értékelésemet erre a területrészre korlátoztam. Ez a terület 15 hektár kiterjedésű, melyen 2004. június 1-ig szabálytalan, de egyenletes hálózatban összesen 237 magfúrás mélyült. A fúrások magkihozatala a bauxitban meghaladta a 90%-ot, ezért a magmintavétel reprezentatívnak tekinthető. A fúrásokban 0,5 és 1,0 méteres mélységközökben vettek mintákat, ami több évtizedes gyakorlati tapasztalataink alapján alkalmas a bauxitminőség térbeli változékonyságának jellemzésére. Minden mélységközből



1. ábra. A halimbai bauxittelep

Fig. 1 The Halimba bauxite deposit, Hungary

nedves kémiai elemzés készült. A megelemzett komponensek közül a mostani kiértékelésbe az Al_2O_3, SiO_2, Fe_2O_3, CaO és MgO értékeket vettem be. A vállalat geológusai által készített fúrási rétegsorok, valamint a vegyelemzések alapján a bauxitösszletet öt bauxitfajtára osztottam fel. Ezek a következők:

1. szorosan vett bauxit (SiO_2 <10%, a karbonát ásványok mennyisége < 10%)
2. kalcitkiválásos bauxit (SiO_2 <10%, kalcitkiválás 10–20%)
3. vasdús bauxit (SiO_2 <10%, Fe_2O_3 > 28% karbonát ásványok < 10%)
4. agyagos bauxit (SiO_2 10–20%)
5. bauxitos agyag (SiO_2 ≥ 20%)

Ezt a beosztást a halimbai bauxittelep egészére kiterjedő geokémiai vizsgálataim alapján állítottam fel. Némileg eltér a jelenleg használt hivatalos osztályozástól, amely az Al_2O_3/SiO_2 modulust veszi alapul. A Halimba II/nyugati mezőben oly gyakori karbonáttörmelékes közbetelepülés ebben a bányamezőben igen ritka, főként a mező nyugati szélén fordul elő kis vastagságban.

A térbeli változékonyság számszerű kiértékelése céljából mind a három részterületre számos variogramot számítottam az összlet és a bauxitvastagságra, valamint a fő kémiai komponensekre. (A variogram számítás alapelveit és metodikáját ismertnek tételezem fel, l. GOOVAERTS 1997; SEBESTYÉN 2004). A keleti mezőben csak a hatvanadik fúrás elkészülte után értük el azt a mennyiséget, ami variogramok megbízható számítását lehetővé tette. Ezért ezt megelőzően a két szomszédos, már ismert bányamező analógiájára a bauxitvastagságra előzetesen 40 méteres hatástávolságot vettem fel. Ezt követően a fúrások számának növekedésével egyre pontosabb variogramokat lehetett számítani. Ezeken a bauxitvastagság hatástávolsága 10 és 20 méter között váltakozott. A legutolsó, legteljesebb értékelés 15 méter körüli hatástávolságot eredményezett. E mellett lokálisan még ennél rövidebb hatástávolságok is lehetségesek.

A keleti mezőben mind a vastagságok, mind a kémiai komponensek vízszintes hatástávolságai jóval rövidebbek a többi magyarországi bauxittelepben eddig észlelteknél. A nyugati mező hatástávolságai is viszonylag rövidek, de hosszabbak a keleti mezőénél. A hatástávolságok ismerete és figyelembe vétele a megkutatottság értékelésének egyik alapvető előfeltétele (FÜST 1980, 1982, 1985). Ezt a jelen esetben a kutatást végzők kellően figyelembe vették és a fúrásokat a megszokottnál jóval sűrűbben telepítették. Értékelésem végén a fúrások távolsága az egész kutatási területre átlagosan 25 méter volt. Ezen belül a készletszámításba bevont teljes területen átlagosan 18 méter, a „produktív" területen pedig

15 méter. A kutatások tehát – helyesen – a bányászat számára legfontosabb területrészeken a legsűrűbbek. Ennek ellenére mégis kaptak időnként váratlan eredményeket a kutatók – mind pozitív, mind negatív értelemben.

A kutatási eredmények módszertani értékelése

A kutatás megindulása előtti helyzetre a korábbiakban ismertetett teleptani modell alapján a következő előzetes valószínűségeket vettem fel:

A.	a bauxitösszlet folytonos a kutatási területen	0,8 valószínűség
	a bauxitösszlet nem folytonos a kutatási területen	0,2 valószínűség
B.	a bauxitösszletben vannak szorosan vett bauxittestek	0,6 valószínűség
	a bauxitösszletben nincsenek szorosan vett bauxittestek	0,4 valószínűség

Ezek az előzetes valószínűségek tették indokolttá a kutatás lefolytatását.

A kutatási eredmények értékeléséhez hagyományos statisztikai módszereket, valamint a bizonytalan halmazok elméletének módszereit alkalmaztam. Ezeket korábbi publikációink alapján ismerteknek tételezem fel (BÁRDOSSY & FODOR J. 2004).

A kiértékelésre kiválasztott területrészen az első fúrás 1944-ben mélyült, majd a bauxitkutatás országos alakulásától függően hosszabb-rövidebb szünetekkel és eltérő intenzitással folytatódott napjainkig. A halimbai előfordulás egyes bányamezőiről kutatási zárójelentések készültek A kötelezően előírt éves készletszámítások igen eltérő felfogásban, különböző teleptani modellek feltételezésével és különböző metodikával készültek. Ezért összehasonlításuk nem adott volna reális eredményt. Ehelyett a fúrások időrendi sorrendjében 20–20 fúrásonként újraértékeltem a kutatás eredményeit és fuzzy metodikával készletszámítást végeztem. Így 12 időpontra („szakaszra") készült készletszámítás. Szigorúan betartottam a fúrások tényleges időbeli egymásutániságát. Így észlelhető, hogy egyes bauxittesteken hosszú időn át szünetelt a kutatás, majd valamilyen okból hirtelen újra megindult és intenzíven folytatódott. A megkutatottság kiértékelése tehát a valós kutatási tevékenységre vonatkozik.

Az 1944 és 1951 közötti első szakaszban főként a terület déli részén mélyültek fúrások, szám szerint hét darab, az akkor már megismert cseresi telep északi lehatárolása céljából. A többi fúrás szabálytalan elrendezésben a terület középső és északi részére került. Ez a kezdeti kutatás egyrészt igazolta összefüggő bauxitösszlet jelenlétét e területrészen, másrészt négy fúrásban 0,5–1,8 méter vastag szorosan vett bauxitot is kimutatott. Ezek a vastagságok ugyan nem érték el a számbavételi határt, de valószínűvé tették ipari méretű és minőségű bauxittestek jelenlétét. Ez az előzetes jellegű kutatási információ (*„prior information"*) indokolta meg a kutatás folytatását. A második kutatási szakasz valóban sikerrel járt, amennyiben két fúrásban nagy vastagságú és jó minőségű bauxitot mutatott ki. Innen kezdve már a kialakult helyi kutatási gyakorlat szerint folytatódott a kutatás, amely 2001. évtől kezdve gyorsult fel és 2004 júniusában ideiglenesen lezárult.

Közismert, hogy közel vízszintes településű nyersanyag-előfordulások esetében a készletszámítások három mennyiségi tényezője az alapterület, az átlagos vastagság és az átlagos térfogatsűrűség. Mindháromra fuzzy számokat szerkesz-

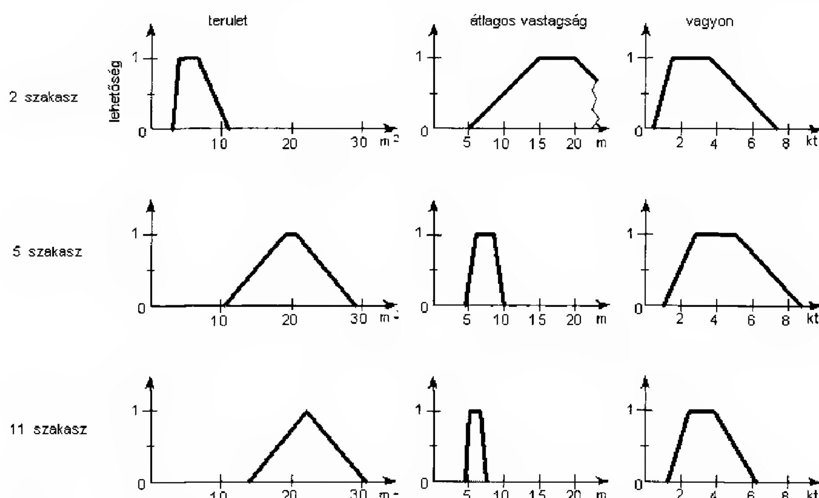
tettem. A térfogatsűrűséget számos laboratóriumi és bányabeli méréssel megbízhatóan meghatározták a halimbai telep egészére. Ezt a 2,29 tonna/m^3 értéket vettem alapul mind a 12 készletszámításnál. A térfogat-sűrűség bizonytalanságát kifejező fuzzy számot úgy szerkesztettem meg – a vizsgálati eredmények alapján – hogy a fuzzy szám magja 2,2-től 2,4-ig terjed. Az átlag standard hibáját, valamint az analitikai hibát tartalmazza. A lehetséges minimum 2,1, a lehetséges maximum pedig 2,45 tonna/m^3.

A készletszámítás alapterülete a kutatás eredményeinek függvényében fokozatosan változott, ezért mind a 12 kutatási szakaszra más és más alapterületet szerkesztettem. A területszámítás az Autocad program segítségével történt. Az alapterület bizonytalanságát kifejező fuzzy szám mérete a következőképen alakult: A fuzzy szám tartójának minimumát vagyis a leginkább lehetséges területet a szélső produktív (a számbavételi határt elérő) fúrásokat összekötő egyenesek által bezárt terület adja. A lehetséges legnagyobb területet, vagyis a fuzzy szám tartójának maximumát pedig a produktív területhez legközelebbi improduktív fúrásokat összekötő egyenesek határozzák meg. Nagyobb számú fúrás esetében ez igen egyszerű és egyértelmű lehatárolás. A bauxittestek kutatásának kezdeti szakaszában azonban többször előfordult, hogy egyes helyeken fúrások hiányában nem lehetett összekötő egyeneseket szerkeszteni. Ilyenkor extrapolálással lehet a lehatárolást elvégezni. Az extrapolálás maximális mértéke a bauxitvastagság-variogramokból leolvasható hatástávolsága volt. A jelen esetben a belső (minimális) területre 15 méter távolságig, a külső (maximális) területre pedig a teleptani adottságoktól függően 15–20 méter távolságig extrapoláltam. Újabb fúrások lemélyítése nyomán fokozatosan fel lehetett váltani ezeket a kétségtelenül fokozottabban bizonytalan határokat fúrásokat összekötő egyenesekkel. Ez a mellékelt ábrasorozaton jól követhető. A tizenkettedik szakasz végére a leginkább megkutatott középső telepre csak egyetlen rövid szakaszon maradt extrapolált lehatárolás, a telep északnyugati részén.

Az alapterületet kifejező fuzzy szám „magját" teleptani megfontolások, földtani szelvények és vastagságvonalas térképek alapján vettem fel valahol a minimális és a maximális alapterület felező vonalának közelében. Ehhez néhány esetben olyan fúrásokat is figyelembe vettem, amelyekben ugyan volt szorosan vett bauxit, de annak vastagsága nem érte el az előírt 2,0 métert. A fuzzy számok a fokozódó megkutatottságnak megfelelően kezdetben trapéz alakúak voltak, majd fokozatosan háromszögekbe mentek át (2. *ábra*).

Az átlagos bauxitvastagságot először hagyományos módon számítottam ki minden egyes bauxittestre. Az SPSS programcsomag segítségével a vastagság más statisztikai mutatóit is kiszámítottam. Azonnal kitűnt a vastagság nagyfokú, pozitív irányú ferdesége. A hagyományosan számított vastagságátlag ebben az esetben jelentősen túlbecsüli a valóságos átlagvastagságot. Ennek helyreigazítására a Tukey-féle robusztus átlagot (l. BÁRDOSSY & FODOR J. 2004) használtam. Korábbi számításaim tapasztalatai alapján a fuzzy szám magját a kapott átlag standard hibája (*standard error of the mean*), a tartót pedig a konfidencia intervallum alsó és felső szélső értéke adja. Az átlagvastagságot kifejező szám ezért mind a 12 szakaszra vonatkozóan trapéz alakú.

A terület, vastagság és a térfogatsűrűség fuzzy szorzata adja a földtani vagyont. Ezt is kiszámítottam mind a 12 szakaszra. Maguk a fuzzy számok szükségszerűen



2. *ábra.* A készletszámítás alapterületét, a bauxit átlagos vastagságát és a földtani vagyont kifejező fuzzy számok a második, ötödik és tizenegyedik szakasz végén

Fig. 2 Fuzzy numbers expressing the area, mean thickness and tonnage of bauxite at the end of stages 3, 5 and 11

trapéz alakúak. Kiegészítésképen kiszámítottam a mag és a tartó középértékéhez képest jelentkező relatív eltérést a középérték százalékában kifejezve. Ez nem más mint a földtani vagyon bizonytalansága a leginkább lehetséges („elfogadható"), valamint a lehetséges legszélsőségesebb esetre. Ez két olyan mutató, amit a felhasználó (beruházó) a legegyszerűbben, közvetlenül leolvashat. Mindezeket az eredményeket a *1. táblázat*on tüntettem fel.

A bauxitminőséget kifejező öt komponens esetében a fentiekhez hasonlóan kiszámítottam a fő statisztikai mutatókat és átlaguk bizonytalanságát fuzzy számokkal fejeztem ki. Az alumínium, szilícium és vas esetében a ferdeség oly csekély volt, hogy nem volt szükség robusztus átlag kiszámítására. A CaO és

1. táblázat. A 12 készletszámítás fő adatai

Table 1 Main results of the 12 resource assessments

szakasz	fúrások száma	terület a m^2	terület b m^2	terület c m^2	terület d m^2	vagyon a t	vagyon b t	vagyon c t	vagyon d t	mag bizonytalansága rel.%	tartó bizonytalansága rel.%
1	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	35	5300	8100	12000	17400	41700	158200	425400	826400	46	90
3	55	11800	26200	29600	46400	104400	342400	675200	1388400	30	86
4	78	12600	29100	30800	48000	126100	391400	710900	1367200	29	83
5	98	14100	29300	31000	46600	126600	350000	643000	1200000	30	81
6	117	15600	30400	32100	47700	136500	344500	626700	1152500	29	79
7	137	14100	29700	30000	45600	106000	279600	472600	929000	26	79
8	158	17000	30200	30700	44100	130900	281900	473800	843200	25	73
9	178	16700	32200	32400	47900	126400	303300	499100	917500	24	76
10	198	18900	35300	35300	52300	135900	329200	548000	1028500	25	77
11	217	20800	36000	36300	52200	136200	327600	551700	1007100	25	76
12	237	24300	41600	42000	60300	178800	439000	524200	960000	10	69

a: a fuzzy szám tartójának alsó határa – *lower bound of the support of the fuzzy number*, b: a mag alsó határa – *lower bound of the core of the fuzzy number*, c: a mag felső határa – *upper bound of the core of the fuzzy number*, d: a tartó felső határa – *upper bound of the support of the fuzzy number*

2. *táblázat.* A bauxit fő vegyi komponenseinek statisztikai mutatói öt kiválasztott kutatási szakasz végén

Table 2 Main statistics of the chemical components of bauxite at the end of five selected exploration stages

Vegyi összetétel	2. szakasz	4. szakasz	6.szakasz	8. szakasz	12. szakasz
SiO_2					
Átlag %	5,4	5,5	5,7	5,7	5,3
Átlag standard hibája %	±0,7	±0,3	±0,3	±0,2	±0,2
Szórás %	±2,4	±2,2	±2,3	±2,3	±2,1
Relatív szórás %	45,0	40,0	41,0	40,0	39,0
Ferdeség	-0,16	0,03	-0,03	-0,05	0,02
Minimum %	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3
Maximum %	9,4	9,5	9,5	9,5	9,9
Al_2O_3					
Átlag %	52,8	51,9	51,9	51,6	51,2
Átlag standard hibája %	±1,0	±0,5	±0,4	±0,4±0,3	
Szórás %	±3,7	±3,2	±3,5	±3,7	±3,6
Relatív szórás %	7,0	6,0	7,0	7,0	7,0
Ferdeség	-0,89	0,88	0,45	-0,09	0,24
Minimum %	44,0	44,0	42,9	38,7	38,7
Maximum %	59,5	63,1	63,1	63,1	64,1
Fe_2O_3					
Átlag %	25,3	24,3	24,3	24,6	24,6
Átlag standard hibája %	±1,0	±0,6	±0,4	±0,4	±0,3
Szórás %	±3,5	±3,8	±3,5	±3,9	±3,8
Relatív szórás %	14,0	16,0	15,0	16,0	6,0
Ferdeség	0,38	-0,94	-0,77	0,65	-0,89
Minimum %	20,1	11,1	11,1	11,1	10,3
Maximum %	32,6	32,6	32,6	36,7	36,7
CaO					
Átlag %	0,60	0,76	0,89	0,90	1,00
Átlag standard hibája %	±0,27	±0,19	±0,12	±0,09	±0,08
Szórás %	±0,55	±0,87	±0,85	±0,81	±0,83
Relatív szórás %	91,0	114,0	96,0	90,0	83,0
Ferdeség	1,54	2,57	1,74	1,54	1,32
Minimum %	0,20	0,11	0,11	0,11	0,11
Maximum %	1,38	3,90	3,90	3,90	3,90

MgO esetében viszont +1,32, ill. +1,19 volt a ferdeség, ami szükségessé tette a Tukey-féle robusztus átlag alkalmazását. A bauxitösszetétel esetében a 12 helyett csak öt szakaszt számítottam ki (a 2., 4., 6., 8. és 12. szakaszt), mert az áttekintéshez ezt is elegendőnek találtam (2. *táblázat*).

A megkutatottság tényleges alakulásának értékelése

Felmerül a kérdés, hogy miként lehet a fuzzy készletszámítás eredményei, alaptérképei, valamint a teljes földtani dokumentáció alapján a területrész megkutatottságát összefoglalóan értékelni? Kézenfekvőnek látszik az a gondolat, hogy a kutatást addig kell folytatni, amíg az új fúrások érdemi (szignifikáns) változásokat hoznak a lehatárolásban, a térbeli változékonyságban, továbbá a vagyon mennyiségében és minőségében. Eddigi tapasztalataim szerint ezek a tényezők a fuzzy számokkal és a fuzzy alaptérképekkel reálisan értékelhetők. Ezt mutatom be a következőkben. Egy további lehetséges megoldás a statisztikai

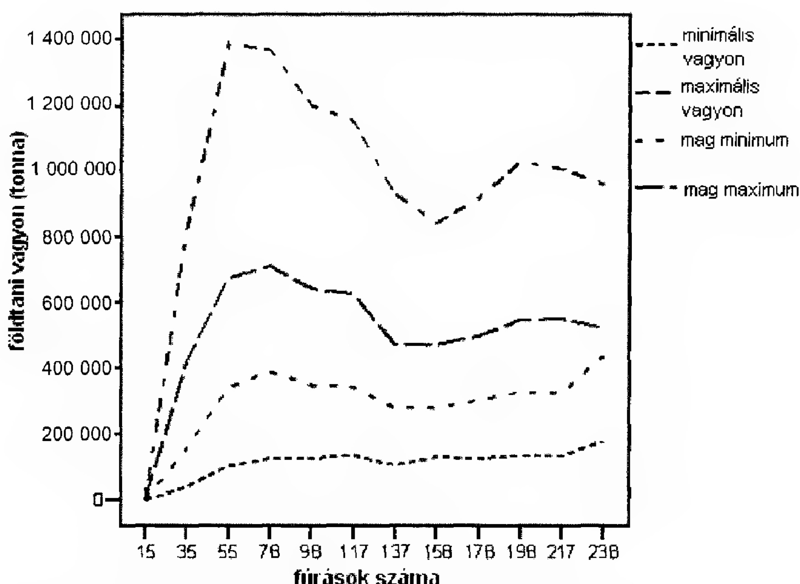
entrópia használata. Amennyiben a készletszámítás a hagyományos „crisp" bemenő adatokra épül, akkor csak a természetes változékonyságot figyelembe vevő bizonytalanságot számszerűsíthetjük e mutatóval. A közelmúltban a fuzzy entrópia algoritmusát is kidolgozták (PAL 1999), de ennek gyakorlati alkalmazására még nem került sor.

Első lépésben azt vizsgáltam meg, hogy miként változott a 12 kutatási szakasz során a fuzzy készletszámítás alapterülete (*1. táblázat*). Az eredmények azt mutatják, hogy a kutatás során mind a számításba vett produktív, mind a lehetséges terület egyre növekedett. Jól szemlélteti ezt az is, hogy a második szakasz végén a 15 hektáros kutatási területnek csupán 11,6%-a lett bevonva a készletszámításba, míg a 12. szakasz végére ez 40,2%-ra nőtt. Ezután azt vizsgáljuk meg, hogy miként változott a Halimba II/ keleti mező teljes földtani vagyona a kutatás 12 szakasza során. Minden egyes esetben a trapéz alakú fuzzy számok négy jellegzetes pontját értékeltem, tehát a lehetséges legkisebb és legnagyobb vagyont, valamint a leginkább lehetséges vagyon két szélső értékét, tehát a fuzzy szám magját (*1. táblázat*).

A *3. ábrán* látható a lehetséges legkisebb és legnagyobb földtani vagyon alakulása. A legkisebb vagyon esetében a negyedik szakaszig meredeken nőtt a földtani vagyon. Ezután a növekedés mértéke lecsökkent, sőt a hetedik szakaszban visszaesés következett be. Ezt a visszaesést a főtelep nyugati oldalán mélyített H–2466 és H–2473 számú fúrások okozták, amelyek produktív fúrások között improduktív eredménnyel jártak. Különösen tanulságos a H–2466-os fúrás, amelyet négy oldalról produktív fúrások vesznek körül 15, 16, 17 és 27 méter távolságban. A fentiekben említett rövid hatástávolság itt teljesen beigazolódott. A következő négy szakaszban stabilizálódott a földtani vagyon, sőt a kutatási terület keleti részén levő lencséken némi készletnövekedés következett be.

A legnagyobb földtani vagyon érzékenyebb a megkutatottság változásaira mint a legkisebb vagyon, hiszen itt nagyobb területre terjed ki az értékelés, nagyobb a térbeli változékonyság hatása. A harmadik szakaszban még egy igen optimista lehatárolást eredményeztek a legközelebb eső improduktív fúrások, igen széles lett a külső, szélső területsáv. Ezen felül úgy hozta a véletlen, hogy a második és harmadik szakaszban a későbbi átlagnál jóval vastagabb bauxitot értek a fúrások (pl. H–1455: 17,0 m, H–1458: 22,1 m, H–2178: 21,0 m). Mindezek hatására a ténylegesnél nagyobb lehetséges földtani vagyon rajzolódott ki. Ezt követően a fúrások nem igazolták a kezdeti várakozásokat, csökkent a szélső területsáv kiterjedése és az átlagos bauxitvastagság. Ennek megfelelően a legnagyobb lehetséges bauxitvagyon mennyisége is fokozatosan csökkent egészen a nyolcadik szakaszig – ahogy ez a *3. ábrán* jól látszik. Ezután kisebb növekedés észlelhető, elsősorban a keleti bauxittestek sikeres kutatásának eredményeként.

A fuzzy számok „mag" intervalluma által kifejezett „leginkább elfogadható vagyon" (*3. ábra*) köztes helyzetet foglal el az előbb tárgyalt két szélsőséges vagyonbecslés között. A maximális lehetséges vagyon mennyiségének lefutását követi mindkét számsor, de az egyes szakaszok eredményei kevésbé különböznek egymástól. Figyelemre méltó, hogy a hatodik szakasz végéig itt is jelentkezik a vagyon túlértékelése, ami aztán fokozatosan kiegyenlítődött. Végül az utolsó szakasz újra kisebb vagyonnövekedést eredményezett.



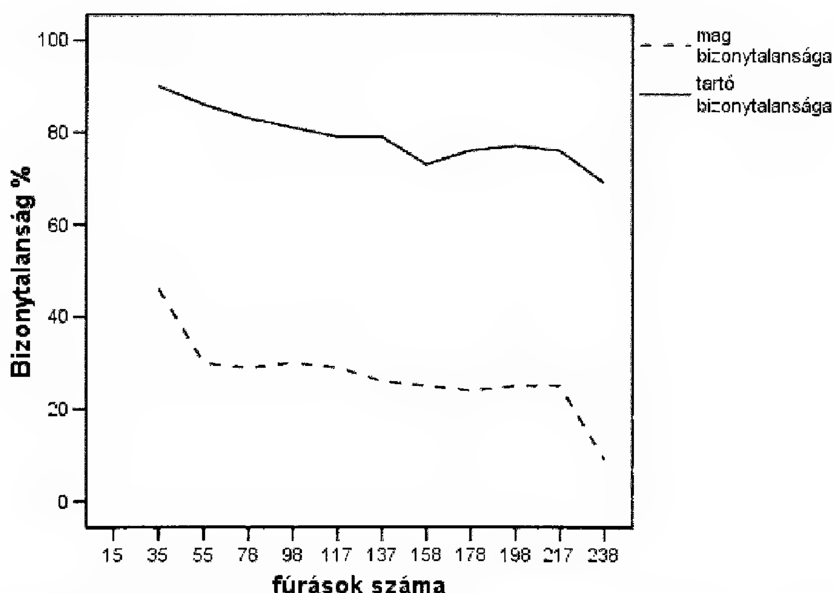
3. *ábra.* A földtani vagyont kifejező fuzzy számok sarokpontjainak változása a fúrások számának növekedésével

Fig. 3 Changes of the bauxite tonnage with the growing number of boreholes, expressed by the fuzzy numbers

Többet mond a fentieknél a földtani vagyon százalékban kifejezett relatív bizonytalansága. A fuzzy számok tartója által kifejezett bizonytalanság jelentős: kezdetben ±90% és ez fokozatosan ±76%-ra csökkent (*4. ábra*). Sokkal fontosabb ennél a „mag" által meghatározott földtani vagyon bizonytalansága, hiszen ez felel meg a hagyományos (kategorizált) földtani vagyonnak. Ebben az esetben a kezdeti szakaszban ±46% a relatív bizonytalanság és ez fokozatosan ±9%-ra csökkent, ami igen jelentős csökkenés.

Mindezeket összevetve megállapíthatjuk, hogy a vagyon bizonytalansága még a végső szakaszokban is eléggé nagy volt, ami elsősorban a szorosan vett bauxit igen szabálytalan, szeszélyes térbeli eloszlásának a következménye. A 9. szakasztól kezdve lemélyített fúrások tehát a teljes vagyon mennyiségét már csak kevéssé módosították, relatív bizonytalanságát viszont tovább csökkentették. Az érctestek térbeli eloszlásának és lehatárolásának ismeretét is érdemben pontosították, tehát nem voltak feleslegesek. Figyelembe kell venni továbbá azt is, hogy a fő teleptől keletre levő kisebb bauxittesteket csak az utolsó három szakaszban találták meg és megkutatásuk, ill. lehatárolásuk a 12. szakasszal sem fejeződött be.

Azt is megvizsgáltam, hogy milyen mértékben változott a bauxit minőségének becslése az egymásra következő kutatási szakaszokban. Az SPSS statisztikai programcsomag segítségével kiszámítottam a teljes vagyon Al_2O_3, SiO_2, Fe_2O_3 és CaO tartalmának fő statiszikai mutatóit a 2., 4., 6., 8. és a 12. szakasz végén (*2. táblázat*). Az MgO tartalom oly mértékben stabilis, hogy feleslegesnek éreztem e komponensre számításokat végezni.



4. ábra. A földtani vagyon relatív bizonytalanságának változása a fúrások számának növekedésével, százalékban kifejezve

Fig. 4 Changes of the relative reliability of the bauxite tonnage with the growing number of boreholes, expressed by percentages

A vizsgált négy komponens közül az Al_2O_3-tartalom változékonysága a legkisebb. Ezt jelzi a 7%-os relatív szórás, amely a kutatás során szignifikánsan nem módosult. Fokozatosan csökkent viszont az Al_2O_3 tartalom átlaga 52,8-ról 51,2%-ra. A fúrások számának növekedésével az átlag standard hibája ± 1,0%-ról ± 0,3%-ra csökkent. Az alumínium tartalom fő statisztikai mutatói tehát a második szakasztól kezdve érdemben nem változtak.

Változékonyság tekintetében az Al_2O_3 után az Fe_2O_3 következik 14–16%-os relatív szórásával. Az átlag a második szakasztól kezdve alig változott, kis ingadozással 25,3%-ról 24,6%-ra csökkent. A fúrások számának növekedésével itt is erőteljesen csökkent az átlag standard hibája. A helyenként előforduló erősen vasdús bauxit jelenlétét a maximum értékek már a második szakasztól kezdve jelezték.

A SiO_2 lényegesen változékonyabb. Ezt jelzi a relatív szórás, amely a kutatás során 45%-ról 39%-ra csökkent. Az átlagérték meglepően stabil, néhány tizedszázalékot ingadozik és a 12. szakasz végén csak egyetlen tizedszázalékkal kevesebb, mint a 2. szakasz végén: 5,4%-ról 5,3%-ra csökkent. Ha figyelembe vesszük a SiO_2 elemzések átlagosan ±0,5%-os analitikai hibáját, akkor azt mondhatjuk, hogy az itteni bauxit SiO_2 tartalmát már a kutatás kezdeti szakaszában sikerült reálisan megbecsülni. Az átlag standard hibája csökkent a legerőteljesebben a fúrások számának növekedésével 0,7%-ről 0,2%-ra. Mindezeket a számításokat megbízhatóvá teszi a SiO_2 eloszlás rendkívül korlátozott ferdesége.

Már az egyedi elemzések áttekintése során nyilvánvalóvá vált, hogy a CaO változékonysága a legnagyobb. A relatív szórás az egyes szakaszokban is ingado-

zik és értékelésem végén is 83%-ot tett ki. Ugyanakkor a CaO átlaga fokozatosan nőtt az egymásra következő szakaszokban – 0,60%-ról 1,00%-ra. Az átlag hibája viszont erőteljesen csökkent. A CaO-eloszlás viszonylag nagy pozitív ferdesége miatt a robusztus átlagokat is kiszámítottam. A 12. szakasz 1,00%-os átlaga ily módon 0,82%-ra csökkent. A CaO-tartalom nagyfokú változékonysága arra vezethető vissza, hogy e komponens másodlagosan kivált kalcitban van jelen e bauxitban. E kalcit kiválások térbeli eloszlása igen szabálytalan, koncentrációjuk néhány méteren belül érdemben megváltozhat.

Összefoglalva úgy értékelem, hogy már a kutatás kezdeti szakaszaiban sikerült a négy vizsgált komponens átlagát és más statisztikai mutatóit jó közelítéssel megbecsülni. A kutatás a számított eredmények megbízhatóságát egyértelműen növelte mind a négy komponensre, amit az átlag standard hibájának erőteljes csökkenése is jelez.

A vagyon vegyi összetétele a teljes mennyiségre vonatkozóan tehát meglepően stabilnak mutatkozott, ami viszont nem zárja ki a fúrásonkénti nagy helyi ingadozásokat, ahogy azt a fúrások vegyelemzései jól jelzik. Természetesen a helyi változékonyság mértéke komponensenként igen eltérő lehet.

A következőkben azt vizsgáljuk meg, hogy a bauxittestek térbeli kiterjedését milyen megbízhatóan lehetett előre jelezni az egyes kutatási szakaszokban, ill. javult-e a kutatás során az előrejelzés pontossága? Ennek kiértékelése céljából a fúrásokat öt csoportba soroltam és mindegyik csoporthoz előzetes valószínűségeket rendeltem a halimbai telep eddigi földtani és bányászati tapasztalatai – a becsült területarányok – alapján:

1. a fúrás a produktívnak minősített területen belül helyezkedik el: 0,3 valószínűség
2. a fúrás a produktív terület határán van, 1 m széles sávban: 0,05
3. a fúrás a „lehetségesnek" minősített területen belül van: 0,2
4. a fúrás a lehetséges terület külső határán van,1 m széles sávban: 0,05
5. a fúrás agyagos bauxit és bauxitos agyag területére esik: 0,4

összesen: 1,0 valószínűség

A fúrások által fel nem tárt, hatástávolságon kívül eső területrészeket nem minősítettem, hiszen a fúrások által szolgáltatott információk ezekre nem terjeszthetők ki.

Ezután a készletszámítási térképsorozat alapján minden egyes kutatási szakaszra meghatároztam, hogy az adott fúrás helye a lemélyítése előtt melyik csoportba került. Ez az adatsor szemléletesen mutatja be azt, hogy egyes területrészek előzetes „minősítése" mennyire volt reális. Matematikai értelemben ez a minősítés előzetes információnak (*prior information*) felel meg. Etekintetben véleményem szerint a megkutatás akkor tekinthető teljesnek, ill. megbízhatónak, ha a fúrást közvetlenül megelőző szakaszok előzetes minősítése már nem, vagy alig változott.

A kutatás előrehaladásával hatástávolságon kívül eső, nem kategorizálható terület kiterjedése fokozatosan lecsökkent, de teljesen nem szűnt meg. A területrészek előzetes minősítése a kutatás előrehaladásával sokat változott. Még a legutolsó szakaszban is előfordult, hogy az addig sorozatban 5. csoportba került – improduktív területrész hirtelen az első csoportba került át (pl. H–2557. fúrás).

Ennek fordítottjára is több példát találtam. Voltak továbbá sokáig hatástávolságon kívül maradt, tehát nem minősíthető területek, amelyekről csak a 11. ill. 12. szakaszban derült ki, hogy milyen csoportba tartoznak. Ezekre ad példát a 3. *táblázat*, hely hiányában az összes fúrás bemutatására nem volt lehetőség.

Még általánosabb információkhoz juthatunk, ha több szakasz összes fúrását együttesen értékeljük. A 4. *táblázat* az első hét szakasz eredményeit összesítve mutatja be. A mátrix függőleges oszlopai a közvetlenül megelőző fúrás-minősítést, a vízszintes sorok pedig a fúrás révén ténylegesen meghatározott minősítést mutatják be. A lefúrt 102 fúrásnak kevesebb mint a fele igazolta csak az előzetes

3. *táblázat*. Kiválasztott fúrások kategorizálása az előzetes információk alapján
Table 3. Categorization of selected borehole sites based on prior information

	Kutatási szakaszok										
Fúrás száma	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**
H-2564	?	5	3	3	3	3	3	3	3	3	**2**
H-2557	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	**1**
H-2556	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	**5**
H-2555	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	**5**
H-2554	?	(1)	(1)	3	3	3	3	3	3	3	**2**
H-2553	?	(2)	(1)	3	3	3	3	3	3	3	**2**
H-2552	?	(3)	3	3	3	3	3	3	3	3	**2**
H-2551	?	(1)	(1)	1	1	1	1	1	1	1	**3**
H-2550	5	5	3	3	3	3	3	3	3	3	**2**
H-2549	?	5	5	5	5	5	5	3	3	3	**4**
H-2548	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	**5**
H-2547	?	5	3	3	3	3	3	3	3	3	**3**
H-2546	?	5	(1)	1	1	1	1	1	1	1	**1**
H-2545	?	5	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)	(4)	4	**4**	.
H-2544	?	?	5	?	?	?	?	5	3	**2**	.
H-2543	5	5	5	?	?	?	?	?	?	**5**	.
H-2542	5	5	5	?	?	?	?	?	?	**4**	.
H-2541	?	?	?	?	?	?	?	?	5	**2**	.
H-2540	?	?	?	?	?	?	?	?	?	**2**	.
H-2539	?	?	?	?	?	?	?	?	?	**4**	.

Jelmagyarázat: 1. produktívnak minősített terület, 2. produktív terület határa, 3. lehetségesnek minősített terület, 4. lehetséges terület külső határa, 5. improduktívnak minősített terület, ( ) extrapolálással minősített terület, ? nem kategorizált terület (hatástávolságon kívül), a vastag számok a fúrással észlelt kategóriáknak felelnek meg

Legend: 1 area considered productive, 2 border of the productive area, 3 area considered possible, 4 outer border of the possible area, 5 area considered improductive, ( ) area categorized by extrapolation, ? not categorized area, outside the range of influence, bold numbers correspond to the results of drilling

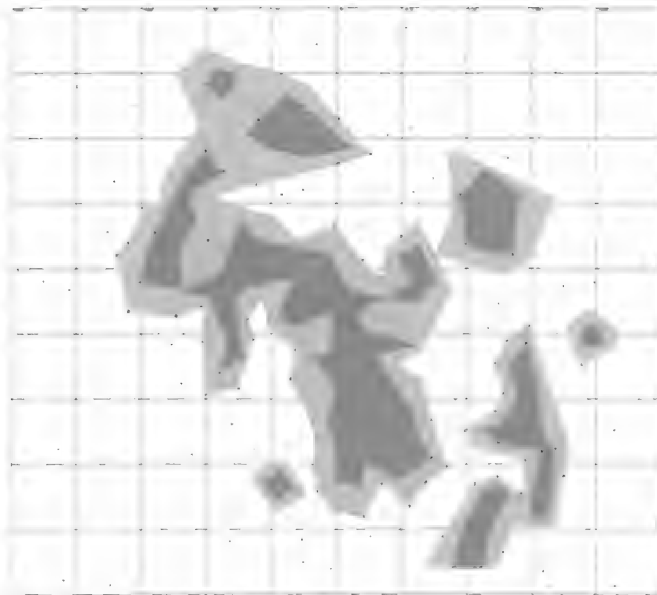
várakozást, ami egyértelműen a még nem teljes megkutatottságot jelzi. Figyelemre méltó az is hogy a pozitív eltérés a negatívoknál jóval több. Ugyanezt a számítást megismételtem a nyolcadiktól a tizenkettedik szakasz végéig leményített 101 fúrásra. Közülük 43 hozott az előzetes információval megegyező eredményt, 56 fúrásban az előrejelzésnél jobb lett és csak kettőben lett rosszabb az eredmény (produktívnak jelzett területrész lehetségessé minősült át). Ez a rendkívül pozitív eredmény azzal magyarázható, hogy a kutatást irányító geológusok egyre jobban megismerték a bauxittestek térbeli elterjedését és ennek alapján tűzték ki a soron következő fúrásokat. A 12. szakasz után kialakított

4. *táblázat.* A fúrások előzetes információinak értékelése a hetedik kutatási szakasz végén
Table 4 Evaluation of prior information based on borehole results at the end of the 7th exploration stage

Kategória	**Produktív terület**	**Lehetséges terület**	**Improduktív terület**	Sor összege
Produktív terület	20	16	14	50
Lehetséges terület	10	17	11	38
Improduktív terület	0	2	12	14
Oszlop összege	30	35	37	102

készletszámítási térkép látható az 5. *ábrán,* amely jól szemlélteti a telep rendkívül bonyolult körvonalát.

A kutatási hálózat érdemi besűrítése ellenére is maradtak a kimutatott bauxittesteken belül olyan kisebb területrészek, amelyeken a fúrások körül felvett hatásterületek nem értek össze. Szigorú értékelést alkalmazva ezeket ki kellett volna hagyni a készletszámításból. Az előzetes információkra támaszkodva ezeket is bevontam a készletszámításba, ahol ez teleptanilag indokoltnak látszott. Ezeken a helyeken minden esetben feltüntettem az általam feltételezett előzetes

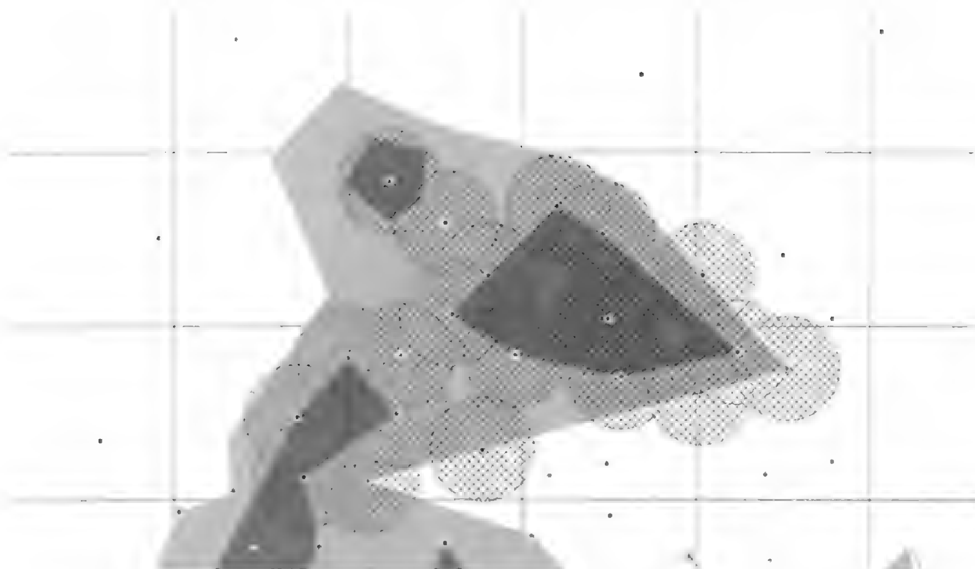


5. *ábra.* Készletszámítási térkép a 12. szakasz végén. Sötétszürke a „produktív" (leginkább elfogadható) terület, világosszürke a lehetséges terület

Fig. 5 Base map of the resource assessment at the end of stage 12. Dark grey the productive area, light grey the possible area

valószínűség mértékét. Erre mutat be példát a telep északnyugati részét ábrázoló, kinagyított 6. *ábra.*

A kutatás eredményeképen a bauxittestek térbeli elrendeződésében egyfajta szabályszerűséget lehetett felismerni: A bauxittestek a legtöbb helyen észak–dél irányban elnyúltak és helyenként csak 15–30 méter szélesek. Véleményem szerint ezek lehettek a bauxit behordásának időszakos (árvízi) medrei. A terület keleti



6. *ábra.* A 12. készletszámítás kinagyított északnyugati részlete a bauxitvastagság 15 méteres hatástávolságának feltüntetésével

Fig. 6 Enlarged northwest part of the base map with indication of the areas of influence (range of influence of bauxite thickness 15 m) (12th stage)

oldalán található „meder" pedig közvetlenül összefügg a cseresi telep keleti részével.

A bányászat számára a bauxittestek lehatárolása, körvonaluk alakulása igen fontos. Ezért az ilyen szeszélyes elhelyezkedésű bauxittestek esetében legalább a fúrást megelőző két (esetleg három) szakaszban lenne kívánatos a ténylegessel megegyező eredményt kapni. Ott ahol a területrész minősítése hirtelen megváltozott megfontolandó néhány kiegészítő fúrás lemélyítése. Az előzetes információk és valószínűségek tehát elősegítik a fúrások helyének optimális kijelölését és a megkutatottság mértékének helyes megítélését. Vizsgálati területünkön a 12. szakasz után még négy olyan sáv maradt, ahol a bauxittestek lehatárolása csak extrapolálással történt. Ezeken a helyeken további fúrások lemélyítését tartom szükségesnek.

Különösen szeszélyes vastagságeloszlás esetén célszerű a leginkább változékony területrészekre a fajlagos (egy méterre eső) vastagságváltozást is kiszámítani. Ez bizony sok figyelmet és időt igénylő értékelés, de eredményei sokban segíthetik a bányászatot. A jelen esetben harminc fúráspárra számítottam ki a fajlagos vastagságváltozást. A legnagyobbak a következők:

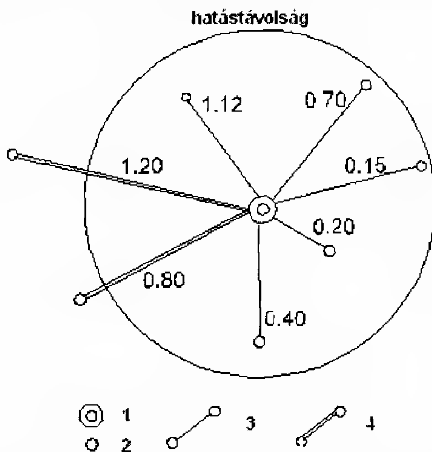
H–2435 – H–2422 között 2,88 méter vastagságváltozás esik 1 m távolságra
H–2435 – H–2190 között 2,30 méter
H–2435 – H–2441 között 2,23 méter
H–2424 – H–2178 között 1,76 méter
H–2435 – H–2431 között 1,33 méter
H–2478 – H–1458 között 1,26 méter
H–2436 – H–2427 között 1,14 méter
H–2473 – H–1455 között 1,06 méter

Azt, hogy egy fúrás körül a fajlagos vastagságváltozás mértéke irányoktól függően mennyire eltérő lehet, jól szemlélteti a *7. ábra*. Hangsúlyozni szeretném, hogy a hatástávolságon túl ezek a számértékek sem érvényesek, ahogy ezt az ábrán is feltüntettem. Véleményem szerint az ilyen mértékű vastagságváltozások érdemi akadályt jelentenek a fejtések telepítéséhez. Ilyen helyeken is indokoltnak látszik néhány pótfúrás lemélyítése, vagy a bányászati feltárás során megfelelő földalatti kutatás elvégzése.

Az itteni kutatás összességében eredményesnek tekinthető, mert a lemélyült 237 fúrás 47%-a produktív lett, elérte a számbavételi határt. További 17% is kimutatott szorosan vett bauxitot, de csak 2,0 méternél kisebb vastagságban. A fúrások 30%-ában csak agyagos bauxitot és bauxitos agyagot találtak és 5%-ában csak bauxitos agyagot. Végül egyetlen fúrás lett csak meddő.

A teleptani modell ellenőrzése

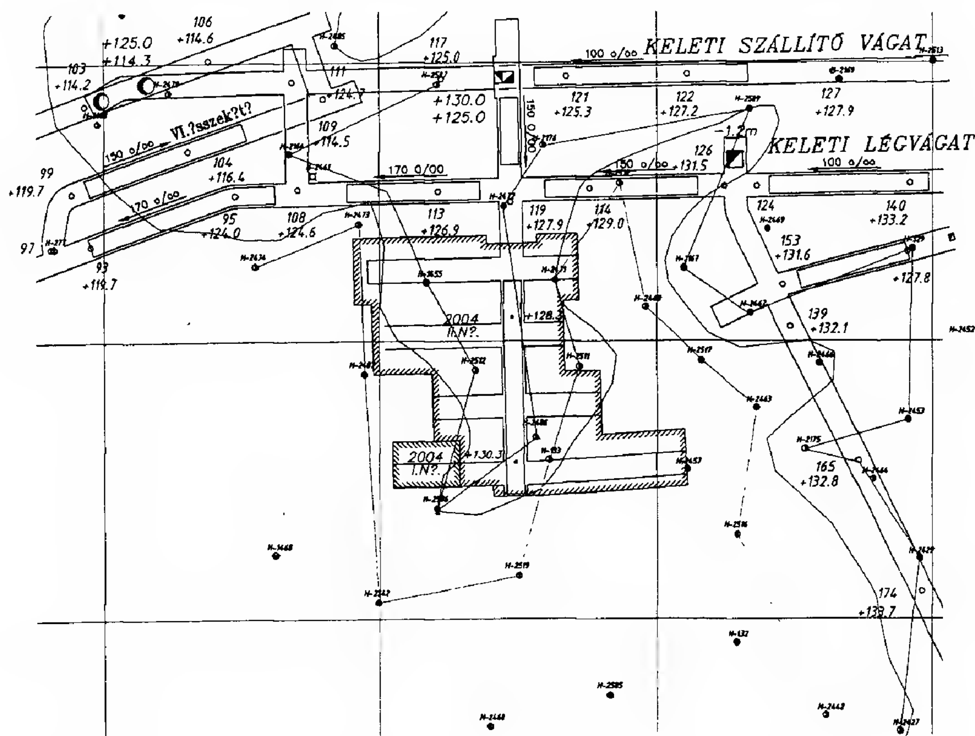
A fenti értékelések mind csak egyfajta közelítést jelentenek, attól függően, hogy a teleptani modell mennyire felel meg a valóságnak. Szerencsére a 2003-ban megindult bányászati feltárás annyira előrehaladt, hogy egyes teleprészek már lefejtésre is kerültek. Ugyanitt a vágatokban főte-, talp- és oldalfúrásokat végeztek öt méterenként és a kapott bauxitmintákat méterenként megelemezték. Ezek az eredmények, továbbá a vágatokban végzett bauxitföldtani megfigyelések és résmintázás lehetővé tették egy a telep északnyugati szélén található teleprész részletes kiértékelését. Ezt mutatja be a *8. ábra*. Ezen csak a vágatokat és a lefejtett területet mutatom be. A bányabeli fúrások feltüntetése az ábrát áttekinthetetlenné tette volna. Megszerkesztettem viszont az összes kutatási adat figyelembevételével a szorosan vett bauxit 2 méteres vastagságvonalát, ami a számbavételi határnak felel meg. A fuzzy módszerrel felvett produktív és lehetséges telephatárokat is feltüntettem a 12. szakasz befejezése utáni állapotnak megfelelően (*9. ábra*).



7. ábra. Fajlagos (egy méter távolságra eső) bauxitvastagság változások egy kiválasztott fúrás körül a legközelebbi fúrásokra vonatkozóan. A kör a bauxitvastagság hatástávolságát jelzi

Fig. 7 Specific rates of changes of bauxite thickness around a selected borehole. The circle indicates the area of influence

Jól látszik, hogy a készletszámítás során felvett produktív terület az ÉNy-i sarok kivételével mindenütt a telep tényleges kiterjedési határán belül van. A telephatár rendkívül kacskaringós, de túlnyomó részt a „lehetséges" területsávon belül húzódik, néhány helyen túl is terjed rajta. A lefejtett terület határa döntően ezt a kétméteres telephatárt követi, néhány helyen szintén kissé túl is terjed rajta. Az is jól látható, hogy a hagyományos távolságfelezéssel történő lehatárolás



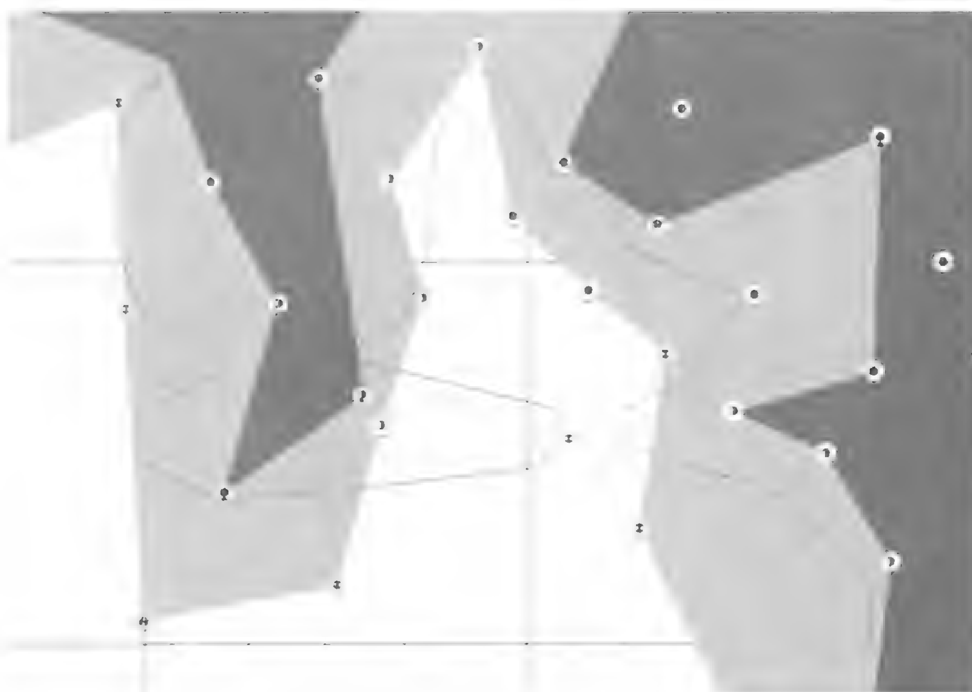
8. ábra. A vágatok és a lefejtett terület a telep nyugati részén a két méteres bauxit vastagság-vonal feltüntetésével

Fig. 8 Galleries and excavetad area at the western part of the deposit, with indication of the 2 metres bauxite thickness line

formális, mert számos esetben a tényleges telephatár teljesen megközelítette akár a szélső produktív, akár a szélső improduktív fúrásokat. A fuzzy készletszámításnál alkalmazott lehatárolási elvek tehát reálisak, együttesen valós készlet meghatározást tesznek lehetővé. A teleptani modell tehát etekintetben reális. Az érctestek vertikális elhelyezkedése igen szabálytalan és etekintetben a térbeli változékonyság a modellnél kissé nagyobb.

Következtetések

Véleményem szerint egy szilárd ásványi nyersanyagtelep felszíni fúrásos megkutatása során célszerű minden 10–20 fúrás lemélyítése után új készletszámítási alaptérképet készíteni a fentiekben kifejtett fuzzy metodikával és a vagyon mennyiségét kiszámítani. A kutatás előrehaladásával párhuzamosan célszerű a korábbi szakaszok során kialakult térbeli képet, minőségeloszlást és vagyont a legújabb eredményekkel összevetni. Az előzetes valószínűségek változása a kutatás előrehaladásával jól értékelhető és ez hasznos információt jelent a további fúrások kijelöléséhez.



9. ábra. A 12. készletszámítási terület és a bányában észlelt 2 méteres bauxitvastagság összevetése (a 8. ábrával megegyező területrész)

Fig. 9 Comparison of the resource assessment at the end of the 12th stage and the 2 metres bauxite thickness line, constructed from the mining boreholes and excavation

Azt hogy a kutatást mikor érdemes lezárni több tényező együttese szabja meg és nem egyetlen mutató (pl. készletkategória). Ilyenek:

1. A vagyon mennyiségének bizonytalansága (relatív %-ban kifejezve).
2. A vagyon fő minőségi mutatóinak bizonytalansága (ugyancsak relatív %-ban).
3. A telep területének és körvonalának stabilitása a legutolsó 2–3 szakaszban.
4. A bányászatot leginkább befolyásoló tényezők (pl. vastagságváltozás, szintmagasságváltozás) mennyiségi értékelése és lokalizálása a telepen belül. Ide sorolom a hidrogeológiai és a kőzetmechanikai tényezőket is.
5. Figyelembe kell venni a teljesen véletlenszerű fúrási eredmények lehetőségét is, pl. ércvastagság – ami a kutatások kezdeti szakaszában az ásványvagyon érdemi túl-, ill. alábecsléséhez vezethet. Ennek szerepe a kutatás előrehaladásával fokozatosan csökken, sőt teljesen megszüntethető. Ez is egyik kritériuma lehet a teljes megkutatottságnak.

Mindezek a szempontok a fuzzy elmélettel számszerűsíthetők. A döntésre nincs, nem is lehet általános séma, mert a felsorolt tényezők nem egyidőben stabilizálódnak. Így a jelen esetben elsőnek a bauxit vegyi összetétele, majd a bauxit mennyisége, ezután a telep körvonala és végül a bauxittestek térbeli elhelyezkedése vált egyre inkább ismertté. A teljes megkutatottság elérése után lehet a felszíni kutatást befejezni, ill. a felszín alatti, bányászati kutatással lehet felváltani.

A nyersanyag piaci értéke, a bányászat fajlagos költségessége, valamint a beruházó megítélése (mekkora kockázatot hajlandó elfogadni) dönti el, hogy a felszíni kutatást mikor kívánja lezárni. A geológus és bányász szakemberek feladata, hogy a veszélyforrásokra és a bizonytalanságokra felhívja a beruházó figyelmét.

Köszönetnyilvánítás

Hálás köszönetet mondok KIS István üzemvezető bányamérnöknek, JANKOVICS Bálint, TISZAY János és VARGA Gusztáv geológusoknak a területszámításokhoz nyújtott értékes segítségükért, valamint bányászati, teleptani és bányaföldtani tapasztalataik és adataik átadásáért.

Irodalom – References

BÁRDOSSY Gy. & FODOR B. 1985: A kutatási fázisok, ismeretességi kategóriák kérdései a bauxitkutatásban. – *Földtani Kutatás* **28/4**, 21–23.

BÁRDOSSY, Gy. & FODOR, J. 2004: Evaluation of Uncertainties and Risks in Geology. – Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, London, New York. 221 p.

BÁRDOSSY, Gy. & JUHÁSZ, E. 1991: Application of sedimentological methods to karst bauxites evaluation: the Halimba–Szőc area, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **34**, 241–252.

BÁRDOSSY Gy., PATAKI A. & TISZAY J. 1998: A halimbai bauxittelep földtani megismerésének és megkutatásának története. – *Földtani Kutatás* 35, 3–7.

BÁRDOSSY Gy., PATAKI A., TISZAY J. 2000: A halimbai bauxittelep szöveti, ásványtani és geokémiai értékelése. – *Földtani Kutatás* **37**, 7–12.

BÁRDOSSY Gy., R. SZABÓ I., VARGA G. 2001: Az ásványvagyon értékelés új lehetőségei a hazai bauxitvagyon példáján. – *Földtani Kutatás* **38**, 35–44.

DIEHL, P. 1997: Quantification of the term „geological assurrance" in coal classification using geostatistical methods. – Schriftenreihe der GDMB. „Klassifikation von Lagerstättem"H.79, 187–203.

FÜST, A. 1980: Optimale Erkundung ungarischer Bauxitlagerstätten. – *Neue Bergbautechnik* **10/1**, 27–30.

FÜST A.1982: A minták hatástávolsága és a kutatási hálóméret kapcsolata az üledékes kőzetek lelőhelyein. – *Bányászati és Kohászati Lapok. Bányászat* **115/3**, 187–190.

FÜST A. 1985: Az ásványtelepek kutatási hálózatának méretezése. – *Bányászati és Kohászati Lapok. Bányászat* **119/5**, 331–332.

GEIGER J. 2004: Az adatgyűjtés minőségbiztosítási kézikönyve. – Kéziratos jegyzet, 118 p.

GOOVAERTS, P. 1997: Geostatistics for Natural Resources Classification. – Oxford University Press. New York, 483 p.

HENLEY, S. 2000: Resources, reserves and reality. – *Earth Science Computer Applications* **15/10**, 1–2.

HENLEY, S. 2001: Geostatistics – cracks in the foundations? – *Earth Science Computer Applications* **16/7**, 1–3.

LUO, X. & DIMITRAKOPOULOS, R. 2003: Data-driven fuzzy analysis in quantitative mineral resource assessment. – *Computers and Geosciences* **29**, 3–13.

MGSZ (Magyar Geológiai Szolgálat) 2003: Tájékoztató Magyarország 2003. I. 1.-jei helyzet szerinti ásványi nyersanyagvagyonáról. – Budapest. Geoprint Kft. 295 p.

PAL, N. R. 1999: On quantification of different facets of uncertainty. – *Fuzzy Sets and Systems* **107**, 81–91.

SCHUENEMEYER, J. H., POWER, H. C. 2000: Uncertainty estimation of resource assessment. An application to coal. – *Mathematical Geology*, **32**, 521–541.

SEBESTYÉN, Z. 2004: Uncertainty investigation of the semivariogram by means of the bootstrap method. – *Acta Geologica Hungarica* **47/1**, 83–91.

WELLMER, F. W. 1989a: Rechnen für Lagerstättenkundler und Rohstoffwirtschaftler. – *Claustaler Tektonische* **26**, 1–462.

WELLMER, F. W. 1989b: Economic evaluations in exploration. – Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, London, New York. 150 p.

WOOD, R. & CURTIS, A. 2004: Geological prior information and its applications in solving geoscientific problems. – In: CURTIS, A. & WOOD, R. (Eds): Geological Prior Information – Geological Society of London, Special Publication, No. 239. 1–14.

YAMAMOTO, J. K. 1999: Quantification of uncertainty in ore reserve estimation. Application to Chapada copper deposit, State of Goias, Brazil. – *Natural Resources Research* 153–163.

Kézirat beérkezett: 2004. 10. 25.

Földtani Közlöny 135/1, 77–89. (2005) Budapest

Mit célszerű tenni a gyöngyösoroszi flotációs meddőhányóval? Jog, erkölcs, „nemzeti vizsgálatok"

What should be done with the Gyöngyösoroszi flotation waste Legal, ethical, national analyses

FÜGEDI Ubul[1], KUTI László[1]

(1 ábra, 9 táblázat)

Tárgyszavak: hulladékgazdálkodási jog, ércbányászat, flotációs meddő, színesfémek, mezőgazdasági hasznosítás
Keywords: scrap-handling law, ore mining, flotation waste, base metals, agricultural use

Abstract

Some epithermal base metal veins were mined at Gyöngyösoroszi until 1985. During the mining more than 2 million m^3 of flotation waste was produced. This material has an anomalous heavy metal content and acidic chemical character. The flotation waste was deposited behind a dam in the former valley of the Száraz-ér creek. Average concentrations of the environmentally-important elements include: lead 1212 g/t, copper 536 g/t, zinc 2898 g/t, arsenic 325 g/t, cadmium 16,7 g/t and antimony to a degree of about 37 g/t. The dam has ruptured several times on those occasions waste polluted the flood-plains of the creek along dozens of kilometres. The condition of the dump is more or less stable; erosion has not been significant since the mine was shut down.

Since the acceptance of the scrap-handling law – in contrast with its underlying principles – the attempts have been made to render the flotation waste harmless with storage, not with exploitation. The former mining company tried to utilize the waste for building and construction, but this was a misguided attempt and it just extended the environmental damage of the mining; since then nobody has tried to use this material. If we try to make some plan about the utilization of the flotation waste, it turns out that some parts of the Hungarian regulations concerning of scrap-handling make little sense and other parts are meaningless and not understandable; there are also some plain mistranslations in them. We must rethink and redefine the present rules on scrap-handling and salvage, in order to make the utilization of the flotation waste possible.

Based on the examination of the chemical composition of the flotation waste it can be proved that it is excellently suitable for the amelioration of alkaline and calciferous soils. As shown during the preparation of the Geochemical Atlas of Hungary, about 25 percent of the soils in Hungary (the so-called II. Geochemical Region) belong to this (often nutrient, microelement-deficient) type. If flotation waste was scattered on these alkaline and calciferous soils it would reduce their pH and it could provide the missing essential microelements; furthermore, although less frequently, it could improve the grain size distribution of the sand-containing soils. About 80 tons of flotation waste would be needed per hectare. This volume of waste surely won'tis unlikely to increase the arsenic content of these soils above the (also wrongly prescribed in the regulations) pollution threshold. The 6 million tons of flotation waste is enough for the amelioration of a 750 km^2 area.

Összefoglalás

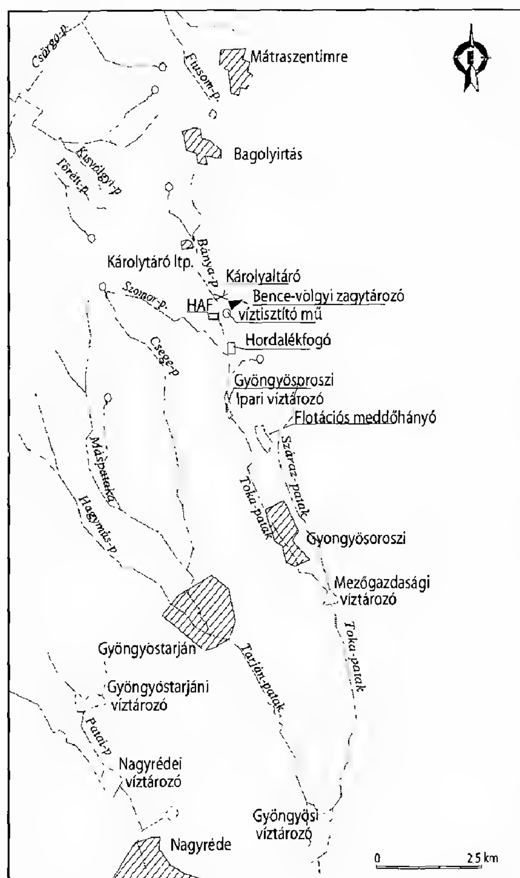
A gyöngyösoroszi bányászat befejezése után a hányón több, mint 2 millió m^3 flotációs meddő maradt vissza. Ez a rendezetlenül, meddőhányón lerakott hulladék a hatályos környezetvédelmi jog szerint nehezen sorolható be, de bizonyítottan veszélyes. Számos elképzelés született már ártalmatlanítására: ezek közös vonása, hogy a célt a hulladékgazdálkodás alapelveivel szembehelyezkedve nem hasznosítással, hanem tárolással kívánták elérni. A meddő anyagi összetételének vizsgálata

[1]Magyar Állami Földtani Intézet 1143 Budapest Stefánia út 14.

alapján igazoljuk, hogy az kiválóan alkalmas a közép-magyarországi meszes, illetve szikes talajok javítására. A hulladékkezelés jelenlegi szabályai alapján azonban semmi sem egyértelmű: a legkevésbé az, hogy kinek, mit és hogyan kellene csinálnia.

A flotációs meddőhányó anyaga

A Gyöngyösoroszi térségében, a Toka-patak vízgyűjtőjén található polimetallikus teléreket az 1700-as években fedezték fel, majd többször is művelésbe vonták, illetve felhagyták őket. A kitermelés 1951–85 között volt a legintenzívebb. Ez időszakban összesen mintegy 3,7 millió t ércet termeltek ki, és abból 35 ezer t ólmot, 102 ezer t cinket nyertek ki (KUN et al. 1988). A korábbi gyakorlattól eltérően nem elégedtek meg az ércanyag kézi válogatásával, hanem a falu és a létesítmény ellátására létrehozott, ún. ipari víztározó (*1. ábra*) között dúsító üzemet alakítottak ki. A porított ércet flotálták (1953-ban a törés és a flotálás közé mágneses hidrodinamikus elődúsító fázist iktattak be), és a cink- és ólom színpor leválasztása után visszamaradt zagyot a Száraz-ér völgyében kiképzett, ún. flotációs meddőhányón helyezték el. A különböző veszteségek után a hányón jelenleg kb. 2,1 millió m^3 flotációs meddőt tárolnak (ZÁRAY et al. 1992).



1. ábra. A vizsgált terület fontosabb ipari létesítményei

Fig. 1 The most important industrial objects in the catchment area

A flotációs meddő sötétszürke-fehéresszürke-szürkésfehér, apró-finomszemű homok. A technológiai folyamat homogenitása folytán az anyag viszonylag egységes szemcseméretű: 80–90%-a 0,2 mm alatti (CSÁKI et al. 1992). Uralkodó, elsődleges ásványai a kvarc és a földpátok (*1. táblázat*); sötét színárnyalatát a pirittől-markazittól nyeri. Egyéb szulfidokat alárendelt mennyiségben tartalmaz.

A meddőhányót a kiporzás megelőzésére kb. 20 cm vastag fedőréteggel takarták le. Ennek anyagát a félbemaradt HAF üzemcsarnok alapozásánál termelték ki; a gyakorlatban ez közönséges, törmelékes bányameddő (bontott andezit és hidrokvarcit). A hányó déli és keleti oldalán időről időre kiújuló eróziós árkok rendszeresen feltárják a flotációs meddőt; ezeket

1. *táblázat.* A flotációs meddő ásványtani összetétele (%) – MÁFI, 1994
Table 1 Mineralogical composition of the flotation waste – MÁFI, 1994

módszer	RTG	DTA	RTG	DTA
	szürke flotációs meddő		oxidált, sárgásvörös flotációs meddő	
montmorillonit	2	1	2	–
illit	6	–	–	–
kaolinit	1		1	
klorit	3	–	2	–
kvarc	61		54	
káliföldpát	5		6	
plagioklász	2		4	
pirit	4	12	6	19–
sziderit	2	3	5	–24
dolomit	2		1	
(Mg-)kalcit	6	6–12	–	2
jarosit	3	–	7	6
gipsz	ny	2	4	9
amorf	3		3	
piroxén (augit)	–		5	

ny – nyomnyi mennyiségben fordul elő.
Binokuláris mikroszkóppal opak ásványként még gránát és magnetit azonosítható (HORVÁTH et al. 1994).

az árkokat azonban rendszerint betemetik. A hosszabb életű árkokban megfigyelhető a meddőanyag oxidációja: a piritből limonit és jarosit lesz, miáltal az oxidált rész élénk sárgásvörös színt ölt. Hasonló folyamatok fejlődtek ki a Toka-patak árterén: az ott lerakott flotációs meddőt eredeti (szürke) állapotában a népnyelv „oroszi homoknak" hívta, míg ma „sárga homok" néven emlegetik.

A hulladékgazdálkodási tv. (a 2000. évi XLIII. tv. 1. melléklete) alapján a flotációs meddő a Q11 kategóriába sorolandó, ún. ércbányászati meddő. Ebben az egészségre veszélyes anyagoknak a magyarországi háttérértékeket (2. *táblázat*) jelentősen meghaladó mennyiségben előforduló színes-, ritka- és félfémeket kell tekintenünk.

A flotációs meddő fémkoncentrációinak meghatározásával számosan próbálkoztak – különféle alapokról és módszerekkel. A Környezetgazdálkodási Intézet Környezetvédelmi Intézete (CSÁKI et al. 1992) a „többéves fémmérleg" alapján a meddő ólomtartalmát 0,05–1%, cinktartalmát 0,5–0,6%, réztartalmát pedig

2. *táblázat.* Némely színes-és ritkafém magyarországi háttérértékei (ÓDOR et al. 1997)
Table 2 Geochemical background of some base and rare mertals in Hungary (ÓDOR et al. 1997)

elem	Háttér (g/t)		
	-tól	-ig	medián
As	< 2,5	30	7,2
Cd	< 0,5	5,0	< 0,5
Cu	3,9	66	19
Hg	< 0,02	0,3	0,1
Pb	4,2	60	17
Zn	12	300	63

3. *táblázat.* A meddőhányó fedőrétegének toxikus fémtartalma az ELTE (ICP-OES) vizsgálatai szerint (g/t)

elem	msz.	beavatkozási küszöbérték	
	I 16	C_3	C_1
As	48	60	20
Cd	1,3	10	2
Cu	43	400	200
Pb	51	600	150
Zn	250	2000	500

4. *táblázat.* Toxikus fémek koncentrációi (g/t) a Gyo.Tv.4. fúrásban
Table 4 Toxic element concentrations (glt) in the Borehole Gyo.Tv.4.

msz.	0,5 m	3 m	7 m	11 m	15 m
As	300	317	422	1058	372
Cd	11	31	14	20	11
Cu	300	790	642	557	293
Pb	690	2505	1183	1857	563
Zn	2020	4697	2577	4141	2235

5. *táblázat.* Toxikus fémek koncentrációi (g/t) a gyöngyösoroszi flotációs meddőhányón (BME, MÁFI)
Table 5 Toxic element contcentrations (glt) in the Gyöngyösoroszi flotation waste dump (BME University, MÁFI)

labor	BME	BME	MÁFI	MÁFI
mód	RFF	RFF	ICP-OES	ICP-OES
msz.	1M	7M	11	12
As			464	474
Cd	< 2	< 2	17,6	13,1
Cu	516	500	733	203
Pb	889	657	750	709
Zn	1000	1000	1830	247

0,03–0,05% közé becsülte – ha ezek az értékek reálisak lennének, valószínűleg érdemes lenne újrabányászni a hányót. Az ELTE TTK mérései (Záray 1992) szerint nem csak a meddő, de a fedőréteg fémtartalma is anomális, bár utóbbi a C3 beavatkozási küszöbértékeket nem éri el (3. *táblázat*).

Az ELTE laborjában vizsgálták a MÁFI TFSZ (Lonsták 1992) Gyo.Tv.4. jelű, a hányón mélyített, 15 m-es sekélyfúrásának anyagát is (4. *táblázat*).

A MÁFI-ban (ICP-OES) is megelemeztettük a föntebb ismertetett ásványtani összetételű mintákat. A BME szakdolgozó fiataljainak csoportja (Bekő 1992) elképesztő, még a KVI adatainál is jóval nagyobb koncentrációkat mért a meddőhányón az ún. „Felső-tó" környékén gyűjtött mintákból. Ennek oka az volt, hogy – geológus nem lévén köztük – ők is összetévesztették a flotátumot a hányón évtizedek óta, illegálisan elhelyezett galvániszappal. Az összesítésben (5. *táblázat*) csak a föltételezhetően valóban meddő anyagú minták elemzéseit szerepeltetjük.

Ugyanezt a hibát később a BFNTÁ (Marth et al. 1993) kutatói is elkövették: 10 mintájuk közül egy valószínűleg galvániszap. Ezt – a korábbiaknak megfelelően – kihagytuk az összesítésből (6. *táblázat*).

Az ismertetett mérések alapján az egyes (fél)fémkoncentrációk Hodges–Lehmann-féle mediánjai (g/t): As: 325, Cd: 16,7, Cu: 536, Pb: 1212, Zn: 2898.

A MÁFI két elemzése a meddő anyagából 36,4 illetve 38,4 g/t antimont mutatott ki.

Minden, a veszélyes anyagok listájában szereplő komponens várható értéke több a C3 beavatkozási küszöbértéknél. Ezen elemek mennyiségeit a Toka-patak mezőgazdaságilag művelt árterén már a C1 küszöbértékekkel kell egybevetnünk.

6. *táblázat.* Toxikus fémek koncentrációi (g/t) a gyöngyösoroszi flotációs meddőhányón a BFNTÁ adatai alapján (Cd, Pb: AAS, As: AAS-hidrid, Cu, Zn: ICP–OES)
Table 6 Toxic element concentratios (glt) in the Gyöngyösoroszi flotation waste dump by the analyses of BFNTÁ (Cd, Pb: AAS, As: hydride AAS, Cu, Zn: ICP-OES)

msz.	1	3	4	5	6	8	9	10	11
As	188	187,4	280,3	250,6	276	490,1	220,5	189,2	151
Cd	26,7	34,3	15,3	12,4	9,9	20,2	9	24,6	9,9
Cu	1035	1044	425	278	286	617	296	998	472
Pb	2805	3618	1297	874	971	1714	1004	1425	1173
Zn	5550	7904	3083	2592	2164	4414	2049	5301	2321

A meddőben anomális mennyiségben előforduló, toxikus elemek élettani hatásai

(Környezet- és Természetvédelmi Lexikon, 2002; Munkaegészségügyi és munkavédelmi enciklopédia 1986; Environmental Health Criteria Monographs; HALMÓCZKY 1993)

Arzén

Az arzén leggyakoribb ásványa az arzenopirit (FeAsS). Ez Gyöngyösorosziból is ismert, de az érc (és így a meddő) As-tartalmának jelentős része más szulfid-ásványokban, szórtan jelenik meg. Koncentrálódásra igen hajlamos: Magyarországon mért legnagyobb dúsulása természetes állapotú talajban 2810 g/t (ÓDOR et al. 1999a). Bár egészen kis mennyiségekben esszenciális, leginkább toxikus hatásai jelentősek. A jóval ritkábban előforduló As(III) vegyületei sokkal mérgezőbbek, mint az As(V)-éi. Főleg az emésztőrendszert, az idegrendszert és a csontvelőt károsítja: nagyobb dózisokban gyorsan ható méreg. Egyes vegyületei tüdő-, bőr-, gyomorrákot is okozhatnak. A szervetlen As-vegyületek az emésztőrendszerbe jutva elsősorban a gyomrot és a beleket károsítják: erős hányást, hasmenést, majd vizeletcsökkenést és fehérjevizelést váltanak ki. Egyéb, akut tünetek: arcvizenyő, izomgörcsök, szívrendellenesség. A tartós As-expozíció jellemző tünetcsoportja a hasmenés, bőrpír, pigmentáció és elszarusodás. Szerves vegyületei kevésbé toxikusak, mint a szervetlenek. Átlagos mennyisége az emberi szervezetben 0,05 mg/kg – a legtöbb arzén a dohányfüstből és tengeri élőlények fogyasztásával juthat szervezetünkbe. Az ember napi átlagos arzénfogyasztása 0,1–0,3 mg; 5–50 mg/nap fölött az arzénterhelés mérgezővé, a 100–300 mg/nap tartományban halálossá válik. A növények többnyire jóval érzékenyebben reagálnak rá, mint (a halak kivételével) az állatok. Szennyezettségi határértéke a magyarországi talajokban 15 g/t.

Kadmium

A kadmium elemi állapotában nem fordul elő: leginkább a cinket helyettesíti a különféle ásványok kristályrácsában. E két elem kémiai rokonsága a kadmiumot igen veszélyes, toxikus anyaggá teszi (gyaníthatóan rákkeltő is – légúti és prosztatarák). Az emberi szervezetbe jutó Cd mintegy 2–6%-a szívódik fel – főként a májban és a vesekéregben. Az akkumulálódott kadmium igen lassan ürül ki: felezési ideje 7–30 év. Belélegezve a tüdőt, a táplálékkal lenyelve az emésztőrendszert, majd a májat támadja meg. Elősegíti a vesekőképződést és zavarja a csontképződést – ez krónikus esetben csontlágyulásig fajulhat (itai-itai betegség). Zavarja a vas anyagcseréjét, és ezzel vashiányt okoz. Az emberi szervezet normális kadmiumterhelése napi 0,5 mg; a mérgezési tünetek 3 mg/nap fölött már jelentkeznek. Szennyezettségi határértéke a magyarországi talajokban 1 mg/kg.

Réz

A réz leggyakoribb ásványa a kalkopirit ($CuFeS_2$) – ez a gyöngyösoroszi érc állandó, járulékos ásványa. Fontos esszenciális elem, számos enzim alapvető alkotója. Átlagos mennyisége az emberi szervezetben 1 mg/kg, az ember napi,

normális rézfogyasztása 2–5 mg; ennek nagy többsége ki is ürül. Hiánya felborítja a vas anyagcseréjét, és ezzel vérszegénységet okoz. Nagy koncentrációkban egyes vegyületei mérgezőek illetve rákkeltőek; a mérgezési tünetek napi 250–500 mg bevitel fölött jelentkeznek. A szembe kerülve vakságot okoz (kalkózis); a bordói lével permetezők között gyakori a tüdő- és májkárosodás. Szennyezettségi határértéke a magyarországi talajokban 75 mg/kg.

Ólom

Az ólom legfontosabb ásványa a galenit (PbS) – a gyöngyösoroszi érc második legfontosabb alkotója. Pozitív élettani szerepéről nem tudunk; egyértelműen toxikus nehézfém. Egy felnőtt ember szervezetébe a táplálékkal naponta átlagosan 300 μg ólom kerül, a légzőcsatornán át további 15 μg. Átlagos mennyisége az emberi szervezetben 1,7 mg/kg, mivel a belekbe jutó ólom legnagyobb része gyorsan kiürül. A maradék zöme a csontokban és a testszőrzetben immobilizálódik, kisebb része viszont a májban gyülemlik fel, és ennek súlyos következményei lehetnek. Emeli a vérnyomást, és ezzel károsítja a vesét. Növeli a δ-amino-levulisav ürítését: ezzel fékezi a hemoglobin szintézisét, tehát vérszegénységet okoz. A krónikus ólommérgezés idegrendszeri zavarokhoz vezet. A periférikus idegrendszer tipikus megbetegedése a csuklóizmot megbénító ólomparalízis – a bénulás általában több évvel a túlzott ólomfelvétel után alakul ki. A tartós ólomterhelésnek kitett területeken a szokásosnál több értelmi fogyatékos gyermek születik. Számos vegyülete bizonyítottan rákkeltő. Az egyik legkevésbé mobilis nehézfém. Szennyezettségi határértéke a magyarországi talajokban 100 mg/kg.

Cink

A cink leggyakoribb ásványa a szfalerit (ZnS) és a vele kémiailag azonos wurtzit – a Gyöngyösoroszihoz hasonló, teléres polimetallikus lelőhelyek fő ércásványa. A legfontosabb esszenciális elemek egyike: hiánya a legtöbb növényt és állatot megbetegíti – embereknél rontja a növekedést, az ízérzékelést, az immunrendszert és a szexuális teljesítőképességet, emellett fekélyeket okoz. A szervezetben nem raktározódik, így napi utánpótlása igen fontos. Egy felnőtt napi cinkigénye 15 mg (terhes nőké 20 mg; szoptató anyáké 25 mg). Átlagos mennyisége az emberi szervezetben 33 mg/kg. A cinkhiány legfontosabb tünetei: elégtelen növekedés, fejletlen herék, bőrelváltozások, étvágytalanság, fásultság; a sebek lassabban gyógyulnak. Extrém koncentrációkban egyes vegyületei mérgezőek lehetnek. Kloridja ($ZnCl_2$) bizonyítottan rákkeltő. Szennyezettségi határértéke a magyarországi talajokban 200 mg/kg.

A gyöngyösoroszi flotációs meddő veszélyességi besorolása

A bemutatott elemek koncentrációit és élettani hatásait figyelembe véve a flotációs meddő a hulladékgazdálkodási tv. 2. melléklete értelmében:

– ártalmas, azaz olyan anyag, ami belélegezve, lenyelve vagy a bőrön át felszívódva halált vagy heveny egészségkárosodást okozhat;
– karcinogén, azaz olyan anyag, ami belélegezve, lenyelve, a bőrön vagy a nyálkahártyán át felszívódva vagy egyéb módon a szervezetbe kerülve ott daganatot okoz, illetve növeli a daganat kifejlődésének valószínűségét;
– veszélyes a környezetre, azaz olyan anyag, ami a környezetbe jutva annak egy vagy több elemét egy idő után károsítja, a környezet állapotát, természetes ökológiai egyensúlyát, biológiai sokféleségét megváltoztatja.

A flotációs meddőt (szulfidos ércek feldolgozásából származó visszamaradó, savképző meddő) az Európai Hulladék Katalógus (EWC) alapján a hazai jogszabályok minden további vizsgálat nélkül a veszélyes hulladékokhoz sorolják. Ez a besorolás nem azonos a hulladék minősítésével: a veszélyes hulladékkal kapcsolatos tevékenységek feltételeit meghatározó jogszabályok a két eljárást határozottan megkülönböztetik, és egyúttal leszögezik, hogy a nem minősített hulladékot veszélyesnek kell tekinteni.

A flotációs meddőhányó kialakítása

A bányát még a környezetvédelmi tv. elfogadása előtt zárták be, így hát működése során a környezetvédelmi szempontokat (az 1970-ben kezdett vízkezelés kivételével) gyakorlatilag nem vették figyelembe. A flotációs meddőt mindvégig szennyvíznek (a víz elfolyása után szennyvíziszapnak) minősítették, és mindössze arra ügyeltek, hogy az megfeleljen a szennyvizek és szennyvíziszapok termőföldre kihelyezését szabályozó műszaki irányelvnek. Ennek első változatát 1976-ban fogadták el, tehát csak a bányászkodás utolsó évtizedére lehetett hatása. A szennyvizek és szennyvíziszapok mezőgazdasági felhasználásának és kezelésének szabályairól 2001-ben hozott kormányrendelet a flotációs meddőt már nem tekinti szennyvíziszapnak: ebbe a kategóriába csak „a települési szennyvíz tisztítása során keletkező és az ehhez hasonló összetételű szennyvizeket kezelő, egyéb szennyvíztisztító művekből származó" iszapokat és folyékony, települési hulladékokat sorolja.

A bánya zárójelentése (KUN et al. 1988) leírja, hogy a flotációs meddőt eleinte az üzemi kubikusbrigáddal ásatott gödrökben és a bekötőút mellett, illetve a Bányadomb oldalában kialakított, ideiglenes tárolókban próbálták elhelyezni. A gödrök azonban gyorsan megteltek, a földgát pedig átszakadt: a víz gyakorlatilag az egészet elvitte a Toka-patakba.

A végleges megoldásnak tekintett tározót (ez a 98/2001. kormányrendelet 2. g §) szerint tárolótelepnek tekintendő) 1955-ben üzemelték be a Száraz-ér völgyében, de az elfolyó iszap állandó problémákat okozott 1963-ig, majd a II. gát építése (1968–70) során is. Ezt jól érzékelteti, hogy még 1956-ban külön kutat kellett létesíteniük a Szeszipari Vállalat (a Gyöngyös–Gyöngyöspata országút mellett épült) üzemegysége számára, mert a Toka-patak flotációs iszapterhelése akkora volt, hogy vizét hűtővíznek(!) tovább már nem használhatták (KUN et al. 1988). A meddőhányó három kazettáját az I., II. ill. I/A jelű gátak tartják. Mindegyiket úgy építették, hogy a flotátumból hidrociklonnal leválasztották a zagy durvább (50–60 μ-nál nagyobb) részét, és ebből képezték a gátat. Ezután az

iszaprészt a tározó belsejébe töltötték. A ciklonfelsőből a tározó közepe felé fokozatosan kiülepedtek a durvább szemek.

A gáttestből a döngölt gátba szivárgó víz agyagot mosott a gát alatti szivárgórendszerbe, ami így teljesen eltömődött – az alagcsövek pedig nem bírták a nyomást, és összeroppantak.

A gyöngyösoroszi zagytározó nem illeszkedik a jogszabály kategóriarendszerébe: sem a felszíni feltöltési (folyadékok, iszapok elhelyezése árkokban, mélyedésekben, tározó vagy ülepítő tavakban stb.) sem a műszaki védelmi (elhelyezés fedett, szigetelt, a környezettől is elkülönített cellákban stb.) előírásainak nem felel meg. Az előbbi típusba azért nem sorolhatjuk, mert a feltöltött, negatív felszínforma (a Száraz-ér völgye) DK felé nyitott volt, az utóbbiba pedig egyrészt azért nem, mert a műszaki védelmet (gát) csak a tároló ezen oldalán építették ki, másrészt azért, mert a létesítmény fedése és szigetelése elmaradt a kategóriában megkövetelttől. Mivel a Száraz-ér egykori völgye dél-délkelet felé nyitott, hiányzik a lerakók helykiválasztásának legfontosabb környezetföldtani követelménye (SZABÓ & KOVÁCS 2002), a természetes védelem is.

Hulladékgazdálkodás a bányaüzemben

A hulladék termelője és megszűnéséig tulajdonosa az OÉÁ gyöngyösoroszi bányaüzeme volt. Amikor a bányát bezárták (hivatalosan: felfüggesztették üzemeltetését), megindították a felszámolási eljárást. Ez a mai napig tart, az egykori bányaüzem jogutódja – és ezzel a hulladék birtokosa – azonban rögvest a bezárás után a Hidrotech Kft. lett (ezt azóta beolvasztották a Mecsekérc Rt.-be).

A bányaüzem hulladékkezelő tevékenysége a megfelelő jogszabályok hiányában csak részleges lehetett:

1. A meddőt gyűjtötték ugyan, de csak azért, hogy ne zavarja a termelést (a Toka-patak árterén). Törekedtek arra, hogy minél nagyobb hányadát építőanyagként értékesítsék: így pl. Gyöngyösoroszi valamennyi útját bányameddővel alapozták. Szintén építkezésekhez – ún. „szocialista szerződésekkel" sokat el is ajándékoztak belőle (KUN et al. 1988).

2. A flotációs meddőt a hányóra csővezetéken szállították. A cső mélypontja és ürítő szelepe a Toka-patak fölött volt. Valahányszor a szivattyú leállt – és ez főleg téli időben meglehetősen gyakori volt – az újraindításhoz a csövet először ki kellett üríteni: annak tartalmát egész egyszerűen a mederbe eresztették.

3. A színpor szállítási veszteségei is ehhez hasonló környezeti hatásúak: a bánya zárójelentésében az ilyetén szállítási és tárolási veszteségeket együttesen mintegy 800 t-ra becsülték.

4. Az előkezelés (hidrociklonos leválasztás) értékelhető veszteséget nem okozott.

5. A tárolás fő problémáit fentebb foglaltuk össze. A tárolás és a flotációs meddőhányó kiképzése során együttesen legalább 200 000 m^3 meddő folyt el.

6. A hulladék hasznosítása során – mint ez a gyűjtésnél írtakból kiderül – a környezetvédelmi szempontokat egyáltalán nem vették figyelembe. A mintegy 5%-nyi pirit a nedvesség hatására szulfáttá oxidálódik: a flotációs meddővel készült habarcs „szétrohad", és a keletkező kénsav elsavanyítja a talajt. A toxikus

fémek (eltérő mértékben) mobilizálódnak; Cd talajba mosódása veszélyes méreteket ölthet.

7. A hulladék ártalmatlanításáról annak lerakásával gondoskodtak. A bánya bezárása óta az eróziós veszteség jelentéktelen, az évi 5 m^3-t sem éri el – mióta az eróziós árkokat rendszeresen feltöltik, a korábbinak is csak töredéke. Ennél valamivel több az illegálisan elszállított meddő: a környék lakossága ugyanis rendszeresen kis, illegális homokbányákat nyit. Ezt azért teheti meg, mert a hányót nem őrzik. A kitermelt flotátumot mindmáig építkezési célra használják. A kiporzás jelentéktelen (ZÁRAY 1991); a fedőréteg leterítése óta gyakorlatilag nincs is.

8. A Hidrotech Kft. a hulladékgazdálkodási törvény szabályait aprólékosan betartva üzemelteti a víztisztító művet és annak Bence-völgyi zagytározóját. Rendszeresen betemeti a flotációs meddőhányó eróziós árkait, pótolja a lehordott fedőréteget. Alkalomszerűen felszámolja az illegális homokbányákat.

Az egykori bányászkodás hatásai a bányatörvény értelmében a bányavállalkozóra át nem hárítható környezeti károk.

6. A gyöngyösoroszi flotációs meddőhányó helyzetének rendezéséhez szükséges tennivalók az alábbiak szerint foglalhatók össze.

A rendezés első lépéseként minősíteni kell a flotációs meddőt. Ez látszólag roppant egyszerű: a jogszabályok útbaigazítanak. Nos, a gond éppen ez: a vizsgálatot részletesen szabályozó 98/2001 (VI. 15.) korm. rend. ugyanis kimerítően taglalja, hogyan és milyen három részre kell osztani a hulladék minősítésére gyűjtött mintákat, de még csak nem is utal arra, hogy hány mintát kell gyűjteni az anyag heterogenitásának megítéléséhez, és hogy azok vizsgálati eredményeiből milyen módszerekkel, milyen pontossággal (szignifikancia-szinten; konfidencia-intervallummal), milyen statisztikai paramétereket kell meghatározni. Ezen a problémán még átléphetnénk, ugyanis ismert keletkezésű anyagról van szó, és ilyenkor elegendő azt megnézni, tartalmaz-e olyan anyagokat, amelyek veszélyessé minősítik. A jogszabály természetesen ehhez is „segítséget" nyújt, amennyiben leszögezi, hogy veszélyes hulladék az olyan iszap, amelyben előfordul a következő komponensek valamelyike: berillium és berilliumvegyületek; vanádiumvegyületek; króm(VI) vegyületek; kobaltvegyületek; nikkelvegyületek; rézvegyületek; cinkvegyületek; arzén és arzénvegyületek; szelén és szelénvegyületek; ezüst és ezüstvegyületek; kadmium és kadmiumvegyületek; ónvegyületek; antimon és antimonvegyületek; tellúr és tellúrvegyületek; bárium és báriumvegyületek; higany és higanyvegyületek; tallium és talliumvegyületek; ólom és ólomvegyületek.

A mennyiségi előírások, küszöbértékek teljes hiányában a felsorolt anyagok bármily csekély koncentrációja elegendő ahhoz, hogy a kérdéses anyagot veszélyes hulladékká kelljen minősíteni – márpedig a geokémia 1. főtörvénye (VERNADSZKIJ törvénye) kimondja, hogy ezek a világ valamennyi földtani képződményében megtalálhatók. A kormányrendelet tehát a maga sajátos szimbolikájával a világmindenség valamennyi iszapját veszélyes hulladékká minősíti – a flotációs meddő pedig bizonyára egészen különösen veszélyes, elvégre ebben a „szervetlen szulfidok" is előfordulnak. (Mint tudjuk, a pirit egy meglehetősen közönséges – akcesszórikus – kőzetalkotó ásvány. A Ny-Mátra kőzeteinek kb. 1/7-e kisebb-nagyobb mértékben piritesedett.) Megállapíthatjuk tehát, hogy a

flotációs meddő nem csak a tartalmi megfontolások, de a magyar környezetvédelmi jog alapján is veszélyes hulladék (bár ez nem jelent semmit, mert a magyar környezetvédelmi jogban – mint láthattuk – minden iszap az).

A flotátumot egy füst alatt át kell sorolni a „kezeletlen vagy mezőgazdasági hasznosításra alkalmatlan szennyvíziszap" kategóriából a „fémeket vagy fémvegyületeket tartalmazó folyadék vagy iszap" típusba.

A következő lépés a veszélyesség megállapítása. A hulladékok környezeti veszélyességét ún. „nemzeti vizsgálatokkal" kell meghatározni. Ez újabb gond, mert semmilyen kapaszkodót nem kapunk ahhoz, hogy megtudhassuk, mik azok a „nemzeti" és mik a nemzetidegen analitikai módszerek. Az idézett rendelet (1. melléklete) mindössze azt szögezi le, hogy „A veszélyességi jellemzők meghatározására nemzeti módszereket szükséges használni, ezek hiányában a nemzetközi szervezetek (pl. OECD) anyagaiban ajánlott módszereket lehet felhasználni". A fogalom értelmezését tovább nehezíti, hogy a taxatíve felsorolt „vizsgálatok" között egyetlenegy, valódi vizsgálat (módszer) sem szerepel: valójában csak a meghatározni kívánt komponenseket illetve paramétereket listázzák – esetenként némi, sportszerűtlen nehezítésekkel terhelve mind az analitikusok, mind az eredmények értelmezésével bajlódó szakértők és minősítők dolgát.

Ilyen, roppant tisztességtelen szabály például az, hogy a pH-t 1:9 arányú vizes eluátumban kell meghatározni, de nem kevésbé hibás az a – témánkhoz szorosan kötődő – előírás sem, hogy a fémionok mennyiségét „fémegyenértékben kifejezve" határozzák meg. Nos, lelkiismeretesen körbejárva a Magyar Állami Földtani Intézetben (megkérdezve egyúttal az MGSZ több munkatársát is) nem akadtunk olyan emberre, akinek a legcsekélyebb sejtelme is lett volna arról, mi is az a „fémegyenérték"? Úgy véljük, hogy ha a „nemzeti" analitika „fémegyenértékben" kezdi kifejezni pl. a cink koncentrációját, meglehetősen nehezen találnak hozzá olyan embert, aki ezeket a számokat meg is érti. (Egyébként az „eluátum" fogalmának értelmezéséhez három vegyészünk kb. 10 perces kupaktanácsára volt szükség – végül arra jutottak, hogy egy meg nem értett angol kifejezés „magyarításáról" lehet szó, és igazából oldatot akar jelenteni. Az, hogy szegény vegyészeknek valamilyen oldatban kell nemzeti módszerrel a pH-t meghatározniuk, meglehetősen embertelen előírás – ebből még komoly munkajogi gondok adódhatnak.)

A tisztesség kedvéért szögezzük le, hogy a jogszabály módosítása – ha elfogadják – legalább ezt a két, nyilvánvaló an hibás megközelítést, szemléletet sugalló megfogalmazást kiiktatja a normaszövegből. A rendelet azonban a tervezett módosítás után sem ad támpontot ahhoz, mit is kell értenünk a veszélyesség mértékén, és miféle módon is kell azt meghatározni?

A harmadik lépés – a meddőhányón tárolt anyag mennyiségének felmérése és a hulladék osztályba sorolása – már jóval könnyebb. A bánya zárójelentéséből megállapítható, hogy mennyi zagy keletkezett, de a veszteségeknek legfeljebb a nagyságrendjét (n × 100 000 m^3) ismerjük. Korrekt, mennyiségi felmérés térinformatikai módszerekkel végezhető. A meddő kialakítása előtti (térkép alapján rekonstruálható) és a mostani (légifotók alapján szerkeszthető) térszín különbségéből számítható a hányón maradt meddő térfogata, így tömege is.

A flotációs meddőt az első két lépésnél említett szempontok alapján veszélyes hulladékká kell minősíteni.

A negyedik lépés: a flotációs meddőhányó anyagmérlege, a nyilvántartás, adatszolgáltatás nem lehet gond, ugyanis a meddőhányóra jelenleg nem szállítanak anyagot – mármint hivatalosan. Az elhordás három módja: a hányón átszivárgó, alul kifolyó csapadékvíz, a rézsű eróziója és az illegális homokbányászat egyenként és összességében is jelentéktelen ugyan, de rendszeresen becslik, mert ezt jogszabály írja elő. Mivel veszélyes hulladék jelenleg nem keletkezik, az éves adatszolgáltatás az ártalmatlanítás módjának megváltoztatásáig teljesen megfelel.

A hányón tárolt flotációs meddő kezelésére, tárolására ajánlott eljárások

A korábban ismertetett okok folytán a hányó kialakításakor a flotációs meddőt nem tekintették veszélyes hulladéknak, tehát az nem csak, hogy nem felel meg a veszélyes hulladék lerakásos ártalmatlanítási követelményeinek, de (a természetes védelem hiánya és számos, egyéb ok folytán) nem is tehető ilyenné. Ezért a lerakásos ártalmatlanítás csak jogellenesen tartható fenn. A jogellenes helyzet felszámolására három lehetőség kínálkozik:

a) a meddő áthalmozása egy, a veszélyes hulladék tárolására megfelelően kiképzett meddőhányóra;

b) a hányó átminősítése speciális élőhellyé – egyedi, bizonyított helyi háttérértékek meghatározása, a hányó és környezetének természetvédelmi területté (tájvédelmi körzetté) nyilvánítása;

c) a meddő mezőgazdasági hasznosítása.

Új hányó kiképzése és a meddő áthalmozása annyira költséges lenne, hogy ezzel a lehetőséggel érdemben nem is foglalkozunk.

A hányót hosszú évek óta vizsgálják botanikusok, mint hazánk egyik speciális élőhelyét: ezt az alternatívát a vizsgálatok eredményeinek ismeretében érdemes áttekinteni.

A flotációs meddő mezőgazdasági hasznosíthatósága

A gyöngyösoroszi flotációs meddő mezőgazdasági hasznosításának vizsgálatához nincsenek érvényes jogszabályok. Általános iránymutatást a hulladékgazdálkodási törvényben találhatunk, miszerint törekednünk kell a hulladék minél nagyobb részének ismételt felhasználására, a nyersanyagok hulladékkal helyettesítésére, ártalmatlanítani pedig csak azt a hulladékot szabad, ami a jelen műszaki feltételek mellett gazdaságosan nem hasznosítható.

Magyarország geokémiai atlaszának munkálatai során (ÓDOR et al. 1997) megállapítottuk, hogy az ország középső részén, a Duna ártéri rétegsorában, az abból kifújt, szélhordta üledékekben és a szélfútta üledékeken kialakult szikeseken erőteljesen felhalmozódik a mész. Ez értelemszerűen a Ca, Mg, Sr (CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, PO_4^{3-}) felhalmozódásával, gyakorlatilag az összes többi tápelem kiszorulásával jár. Az alapvető, esszenciális mikrotápelemek (pl. Zn, Cu) koncentrációja esetenként jóval a termesztett növények igényszintje alá csökken (*7. táblázat*).

7. táblázat. Alapvető mikrotápelemek és klasszikus „toxikus elemek" háttérkoncentrációi (g/t) Magyarország középső részén
Table 7 Background concentrations of some important micronutrient and classic "toxic" elements in Central Hungary

elem	háttér –tól	medián	háttér –ig	szükséges mennyiség*
As	< 2,5	6,3	57	
Cd	< 0,5	< 0,5	3,4	
Cu	5,5	15	33	8
Zn	14	46	180	40

* SZABÓ S. A. et al. 1987.

8. táblázat Alapvető mikrotápelemek és klasszikus „toxikus elemek" háttérkoncentrációi és szennyezettségi határértékei (g/t) a magyar környezetvédelmi jogban
Table 8 Background concentrations of pollution treshold of some micronutrient and classic "toxic" elements according to the Hanugarian law

elem	háttér „A"	„B"
As	10	15
Cd	0,5	1
Cu	30	75
Zn	100	200

Ugyanezen elemek talajban megengedhető koncentrációit (*8. táblázat*) a 10/2000. (VI. 2.) KÖM-EÜM-FVM-KHVM együttes rend. (A felszín alatti víz és a földtani közeg minőségi védelméhez szükséges határértékekről) határozza meg.

Mint e két táblázat összevetéséből kitűnik, a közép-magyarországi talajok többségéhez flotációs meddőt adagolva jelentősen növelhetjük azok Cu-és Zn-tartalmát anélkül, hogy az As- és a Cd- koncentrációja elérné a szennyezettségi határértéket. Ezért a meddő a szikes talajok javítására kimondottan ajánlható: a szulfidásványok bomlásával keletkező kénsav egyúttal mérsékelheti e talajok lúgos kémhatását (és közben kedvezően, bár csekély mértékben módosíthatjuk azok szemcseösszetételét is).

Egy „átlagos" közép-magyarországi talaj 6,3 g/t-s As-tartalmát úgy növelhetjük 15 g/t-ra, ha 1t talajhoz 26,5 kg flotációs meddőt adunk. 1 ha szántóföld szántott talajának tömegét 3 000 t-nak tekintve (BUZÁS 1987) ez hektáronként 80 t meddő kihelyezését teszi lehetővé. Ennek hatására az „eredeti" 46 g/t Zn-tartalom 123 g/t-ra, a 15 g/t Cu-tartalom 29 g/t-ra nő – tetemesen javítva a talaj termőképességét. Ha elfogadjuk a bevezetőben említett becslést, úgy a hányó össztömege kb. 6 millió t: ez mintegy 75 000 ha (750 km^2) talaj javítására elegendő. „Átlagos" talaj persze gyakorlatilag nincs: az As (és vele a többi nyomelem) mennyisége a II. geokémiai nagytáj mintegy felén nagyobb, a másik felén kisebb ennél az értéknél. Az itt javasolt talajjavító kezelést értelemszerűen a mikrotápelemekkel legkevésbé ellátott részeken célszerű alkalmazni.

A *7. táblázat* egyúttal arra is felhívja figyelmünket, hogy a 10/2000. rendelet helytelenül állapítja meg hazánkban az As háttér- és szennyezettségi küszöbértékeit: a tényleges háttér értéktartománya (a többi geokémiai nagytájon az itt láthatónál jóval erőteljesebben) a jogszabályban megadott szennyezettségi határérték fölé terjeszkedik.

Irodalom – References

BEKŐ J. (ed.) 1992: Gyöngyösoroszi és környéke nehézfém-szennyezettségének vizsgálata. – Szakdolgozat, BME Mezőgazdasági Kémiai Technológia Tanszék, 517 p.

BUZÁS I. 1987: Bevezetés a gyakorlati agrokémiába. – Mezőgazdasági kiadó, Budapest, 289p.

CSÁKI F., GOPCSA E., JERSZI L., MÁTHÉ I., NAGY ZS.-né & PETRÁSNÉ LŐCS Á. 1992: Környezetvédelmi Program a Gyöngyösoroszi Ércbánya és Dúsítómű hatásterületének táj- és környezetrehabilitációs munkálataihoz. – KGI KVI. Kézirat, 68 p.

Environmental Health Criteria Monographs – http://www.inchem.org/pages/ehc.html

HALMÓCZKY Sz. 1993: Környezetgeokémiai vizsgálatok Gyöngyösoroszi térségében. – Szakdolgozat, ELTE TTK. Kézirat, 78p.

HORVÁTH I., FÜGEDI U. & ÓDOR L. 1994: Szakértői vélemény a Gyöngyösi Városi Bíróság dr. SZEREMINÉ dr. SIKE Gabriella tanácsa számára a SZŰCS István felperes és az Országos Érc- és Ásványbányák alperes közötti polgári (kártérítési) perhez. – MÁFI. Kézirat, 9 p.

Környezet- és Természetvédelmi Lexikon 2002. – Akadémiai Kiadó, Budapest As– I. 79–80, Zn – I. 182–183, Cd – I. 539 p., Pb – II. 163 p., Cu – II. 259 p.

Környezetvédelmi Lemeztörvénytár. Hatályos Környezetvédelmi Jogszabályok Gyűjteménye. 2002. június 18. Hármaskönyv Kft., Budapest.

KUN B, GERMUS B., CSILLAG J., KENÉZ I., KŐVÁRI L., LOVÁSZ A., MARTINECZ J., MISKEY K., PÁRKÁNYI I. & SARKOVICS L. 1988: Gyöngyösoroszi és környéke ércbányászata. – OÉÁ. Kézirat, 1044 p.

LONSTÁK L. 1992: Kutatási jelentés a MÁFI Északmagyarországi területi Földtani Szolgálatának 1991-ben a Gyöngyösoroszi Toka-patak völgyében végzett környezetföldtani kutatásáról. – Kézirat, MÁFI, 78 p.

MARTH P., SZABADOS I., KISKÉRI R., IKLÁDY G. & PETRÓ E. 1993: Részjelentés „A Toka-patak nehézfémekkel szennyezett árterületének mentesítését megalapozó vizsgálatok" – Meddőhányó fedőrétegének vizsgálata, valamint a tavak és patakok víz- és iszapvizsgálati eredményeinek értékelése - részfeladatáról. – BFNTÁ. Kézirat, 16 p.

Munkaegészségügyi és munkavédelmi enciklopédia, 1986.

ÓDOR, L., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1997: Low-density geochemical mapping in Hungary. – *Journal of Geochemical Exploration* **60**, 55–66.

ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1999: Environmental Signatures of mineral deposits and areas of regional Hydrothermal alteration in Northeastern Hungary. – *Geologica Hungarica Ser. Geol.* **24**, 107–129.

SZABÓ I. 1999: Hulladék-elhelyezés. – Miskolci Egyetemi Kiadó, 439 p.

SZABÓ S. A., REGIUSNÉ MŐCSÉNYI Á., GYŐRI D. & SZENTMIHÁLYI S. 1987: Mikroelemek a mezőgazdaságban. – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 235 p.

ZÁRAY G. 1991: Összefoglaló jelentés a Toka-patak környezetében végzett növény- és talajkémiai vizsgálatokról. – Heves megyei ÁNTSZ. Kézirat, 6 p.

ZÁRAY Gy., Varga I., Horváth Zs., Lásztity A. & Kántor T. 1992: Nehézfémszennyezés komplex környezetanalitikai vizsgálata. – Gépipari Tudományos Egyesület XXXV. Színképelemző Vándorgyűlés VIII. Magyar Molekulaspektroszkópiai Konferencia előadásai, Székesfehérvár, 153–158.

Kézirat beérkezett: 2004. 03. 02.

Földtani Közlöny 135/1, 91–111. (2005) Budapest

Nehézfémmel szennyezett talajszelvény környezeti minősítő vizsgálata a Metallochemia-telephely (Budapest XXII. kerület) környezetében

Environmental qualifying analysis of the soil profile contaminated by heavy metals nearby Metallochemia factory (Budapest, district XXII)

BATA Gábor – ANDÓ József[1]

(10 ábra, 5 táblázat)

Tárgyszavak: talaj, környezetgeokémia, nehézfémszennyezés, Nagytétényi-öblözet
Keywords: soil, applied geochemistry, heavy metal waste, Nagytétény bay

Abstract

In the densely populated part of Nagytétény bay a factory has been operating as a pollution source resulting stack emission as early as since the beginning of the 1900's. The nearby residential properties were impacted by significant concentrations of heavy metals, which found their way also to the deeper strata of the soil. The aim of this study is to show our findings regarding the relations between pollutants, materials causing environmental danger and certain phase of stratas, the way and strength of metal's appearance and attachment, mobilization and demobilization conditions.

On the basis of classical soil survey's data stated that meadow-type soil profile had been developed on Holocene carbonate alluvial mud formation of the examined part of Nagytétény bay. As the result of this in general the strata has small filtration rate, big buffering capacity, and oxidative zone (rust stain) has been developed above the gley belt in C level. But the carbonate alluvial mud and the soil developed on it are heterogeneous from environmental point of view also vertically and horizontally, as the result of disturbing, banking up and the original crumb structure diversity. Two factors play role in heavy metal contamination of soil profile nearby Metallochemia premises: material brought here for banking up and ground levelling and the dust pollution from the premises technological emission. The polluting heavy metals are mostly link up discreet, mechanically separated, technologically originated clastic and secondary (epigene) grains. On the basis of our investigation the heavy metal contamination spreads over only in brought, placed strata and the upper, disturbed level of original soil profile. We established, that small part of Pb, Cu and partly Zn metals are mobilizable, so they do not have significant harmful effect on ground water. On long term – as the migration line is getting deeper – the ground water is getting injured by Cd and As. Besides all of written above, according to the investigations modelling the possibility of biological mobilization, taking up heavy metals by plants can be very significant, and secondary pollination, outdoor and indoor pollen inhalation, and the danger of dust getting into human organism through skin and digestive tract have to be taken under consideration.

Összefoglalás

A Nagytétényi-öblözet jelenleg sűrűn lakott részén a mai Metallochemia-telephely elődei már az 1900-as évek elejétől szennyező forrásként üzemeltek. A környező területeket kémény-emisszióból származó nehézfémszennyezés érte, amely az idők folyamán bekeveredéssel és oldatos migrációval kiterjedt a talajszelvény alsóbb szintjeire is. A terület egyes részein az öntés réti típusú talajszelvényhez antropogén feltöltés formájában változó mennyiségű, az egykori gyártelepről származó nehézfémtartalmú kohászati salak is keveredett. Ezeken a helyszíneken a hulladékokkal és a kiülepedéssel

[1]Repét Környezetvédelmi Kft., H–1118 Budapest, Brassó út 169–179. G. épület, repet@axelero.hu

kapcsolatos talajszennyezés hatása együtt jelentkezik. A szennyező nehézfémeket hordozó kisméretű szemcsék egy része közvetlenül légi úton szállított, technológiai eredetű por (üveges salakanyag, érc- és ötvözetszemcsék, fémoxidok stb.), melyek oxidált, mállott állapotban találhatók a talajban. Másik részük a kiülepedéssel vagy a hulladékokból a talajba került szennyező fázisok és a talaj kölcsönhatásával, a mállással felszabaduló komponensek kiválásával jött létre. Ezek az új, epigén fázisok a szennyezőket gyűjtő, bonyolult összetételű hidroxidos-kovás-karbonátos-szulfátos kiválások, amelyeket esetenként ritmikus-zónás szerkezet jellemez.

Az eredeti talaj felső, humuszos szintjében a bekeveredéstől függően, de a mélységgel csökkenő mennyiségben találhatók meg a szennyezőket hordozó szemcsék. A talajt – a karbonátos-iszapos anyakőzet folytán – a nehézfémek vonatkozásában kis migrációs geokémiai környezetérzékenység jellemzi. Ezzel szemben a biológiai mobilizáció, valamint a szálló és kiülepedő por révén előálló környezetegészségügyi kockázat jelenleg, másfél évtizeddel a gyár bezárása után is fokozott.

Bevezetés

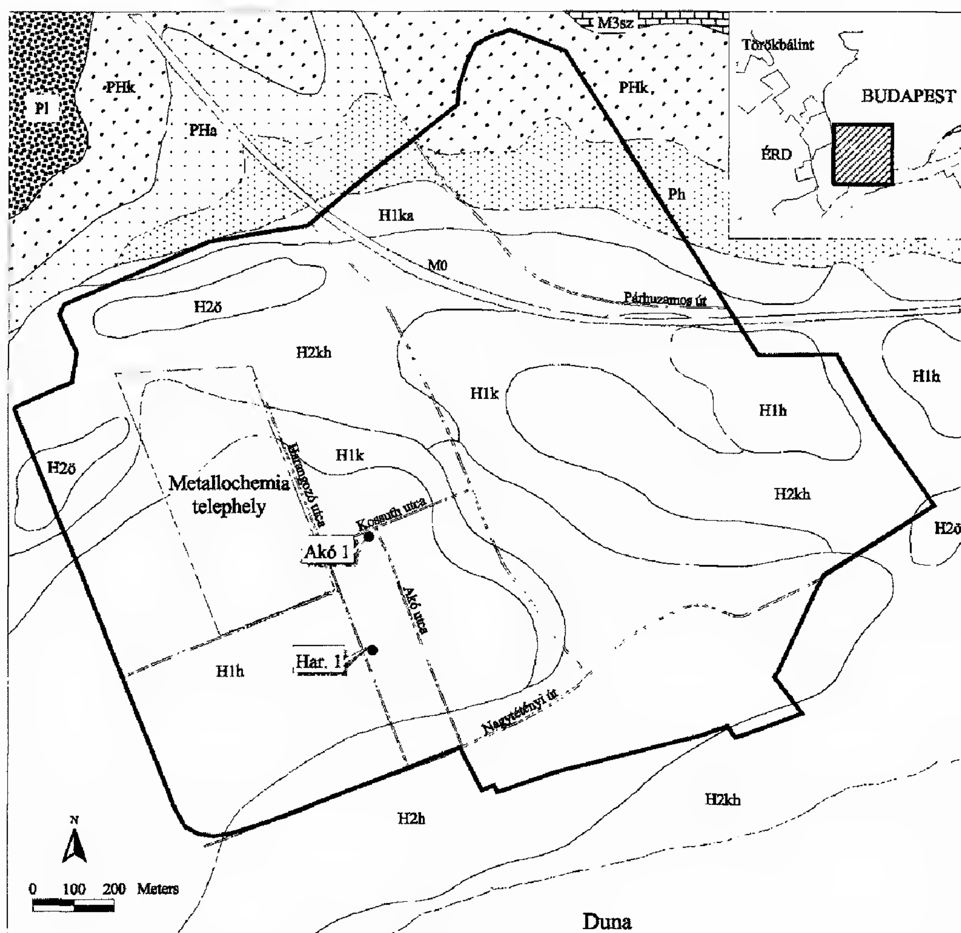
A Nagytétényi-öblözet vizsgált területét ért környezeti kár nagy része – közvetlen vagy közvetett módon – a jelenlegi Metallochemia-telephely helyén 1910 óta folytatott kohászati-vegyipari tevékenységgel hozható kapcsolatba. A gyár okozta szennyezést 1977-ben rögzítették. Az emisszióbejelentés és az üzemórák adatai alapján ebben az évben mintegy 197 tonna ólom jutott a légkörbe. A Fővárosi Köjál 1978-ban az ülepedő por jelentős nehézfémterhelését jelezte. HORVÁTH et al. (1980) a talaj nehézfémszennyezettségét rögzíti Pb, As, Cu, Cd, Zn, Cr és Ni elemek vonatkozásában a telephelyen és környezetében. Megállapították, hogy a környék nehézfémszennyezettsége elsődlegesen a Metallochemia-telephely ipari poremissziójából ered, amely elsősorban a talaj felszínét szennyezte el, de az évtizedes területhasználat következtében a mélyebb szintekbe is bekeveredett.

A talajvíz állapotát és a szennyeződés hidrológiai vonatkozásait, valamint a gyártelep környezetföldtani jellemzőit az FTV vizsgálta (FTV 1984a, b; 1986a, b; 1989). A Környezetvédelmi Intézet környezetállapot vizsgálata (KVI 1986) felhívta a figyelmet a feketeréz- és a rézötvözet-gyártás okozta levegőszennyezésre (szálló és ülepedő por, ólom). Rögzítették, hogy a gyáregység környezetében a talaj ólomtartalma lényegesen nagyobb az elfogadhatónál. A jelentős környezetszennyezés, illetve a felhalmozott veszélyes hulladékokkal járó környezetegészségügyi kockázat megszüntetése érdekében a gyár tevékenységét az illetékes hatóság 1990-ben felfüggesztette.

A gyártelep bezárását követően a térség átfogó környezetvizsgálatát a holland Intron-Bodemtech cég végezte el (INTRON 1991a, 1991b). Tanulmányuk – amelyben megjelentek a Környezetvédelmi Intézet és az Országos „Johan Béla" Közegészségügyi Intézet eredményei is (OKI 1990) – elsősorban a szennyezők összkoncentrációját értékelte a megjelenési módok elemzése nélkül.

Az 1980-as években készült környezeti állapotértékelést, valamint a holland tanulmányt a Greentech Kft. aktualizálta (GREENTECH 1993, 1994). A vizsgálatok eredményeit HORVÁTH et al. (1994) foglalta össze. 1995-ben a telephely és környezete szennyező, illetve szennyezett közegeinek technológiai szempontú vizsgálatára került sor (ANDÓ 1995). A jelentős talajszennyezés miatt az érintett hatóságok és az önkormányzat kezdeményezésére külön jogszabályban rögzítették a terület különleges környezeti helyzetét. A 8/1997. (II. 7.) KTM-NM-FM együttes rendelet meghatározta a szennyezéssel érintett terület kiterjedését

(*1. ábra*), és a felső 100 cm-es talajréteg összes ólomtartalmára helyi talajszennyezettségi határértéket állapított meg. A rendelet előírásait figyelembe véve a Repét Kft. újravizsgálta a Metallochemia-telephely és környezetének talajszennyezettségét, s kárelhárítási tervet készített a terület környezeti rehabilitációjára (REPÉT 1999). A korábbi vizsgálatokat és terveket 2001-ben ismét a Repét Kft. foglalta egységes keretbe (REPÉT 2001), összesítve és aktualizálva a környezet állapotára



1. ábra. A vizsgált terület földtani térképe (PÉCSI & SZILÁRD 1986 nyomán). A lehatárolt terület a talajszennyezés elterjedését jelzi a 8/1997. (II. 7.) KTM-NM-FM együttes rendelet alapján. A kiemelt pontok (Akó 1 és Har. 1) a részletes talajgeokémiai vizsgálatok mintavételi helyét jelölik. Jelmagyarázat: Holocén: H2h homok, homokos kavics; H2kh kőzetlisztes homok; H2ö humuszos öntésiszap; H1k kavics; H1h homok; H1ka kavicsos agyag; Pleisztocén-holocén: PHk kavicsos homok; Pha Homokos kőzetliszt; Pleisztocén: Pl lösz; Ph homok; Miocén: M3sz mészkő, mészmárga.

Fig. 1 Geological map of the investigated area (after *Pécsi & Szilárd 1986). The boundaries show the area indicated by 8/1999. (II.7.) common decree of Ministry of Environment, Ministry of National Welfare and Ministry of Agriculture. Points (Akó 1, Har. 1) show the sites of detailed soil-geochemistry investigations. Legend: Holocene: H2h sand, gravel; H2kh sand, aleurit; H2ö casting mud; H1k gravel; H1h sand; H1ka pebbly mudstone; Pleistocene-Holocene: PHk sand, gravel; Pha sand, aleurit; Pleistocene: Pl loess, Ph sand; Miocene: M3sz limestone*

vonatkozó ismereteket. Vizsgálatai szerint a gyár kéményeiből távozó és légi úton terjedő szennyezők hatása a talajban a teleptől 1,5 km távolságig mutatható ki egyértelműen. A szennyeződés a telephelytől távolodva csökken. Kiterjedését az uralkodó regionális ÉNy-i és a helyi hegy-völgyi széljárás eredője határozza meg. A mintegy 1400 ingatlanon, a talaj 1 m-es mélységéig végzett kézi fúrásos feltárás 0,2 m-es mélységközeire kiterjedő mintázás és toxikusfém-vizsgálat eredményei szerint a kiülepedett nehézfémtartalmú por elsősorban a talajszelvény felső 0,4 m-es szintjében okozott szennyezést. Ezzel szemben a Metallochemia-telephelyről származó, terepfeltöltő anyagként használt ipari salakok miatt egy-egy ingatlan vagy ingatlancsoport szennyezettsége magas koncentrációkkal ugrik ki a kiülepedéssel kapcsolatos területi szennyezettségi háttérből. A kohászati salak okozta szennyezettség gyakori jellemzője az eltemetett szintekhez való kötődés, és a nagy (>1 m) mélységi megjelenés. A mintegy 600 000 m^3 talajt érintő nehézfémszennyezést elsősorban Pb-Cu-Zn-Cd-As asszociáció jellemzi. A szennyezés mértékét mutatja, hogy a talajszelvényben az ólom koncentrációja az említett rendelet szerinti határértéket esetenként tízszeresen (ritkábban százszorosan) is meghaladja.

Jelen tanulmányban a Metallochemia-gyárteleptől K-re elhelyezkedő területen a szennyezőanyagok és a talajszelvény kapcsolatát, a nehézfémek megjelenési és kötődési módját, a mobilizációs-demobilizációs feltételeket mutatjuk be. A nehézfémszennyezés területi elterjedésével jelen dolgozatban nem foglalkozunk.

A vizsgált terület elhelyezkedése

A vizsgált terület Budapest DNy-i peremén, a főváros XXII. kerületében, Nagytétény városrész Ny-i részén található. Kereteit D-ről a Duna folyam, É-i irányban a Tétényi-fennsík D-i lejtői, ÉNy–Ny felé Diósd és Érd települések jelentik. A szennyezéssel érintett 3,5 km^2-en mintegy 1400 ingatlan és 80 közterület található; határait az említett 8/1997. (II. 7.) KTM-NM-FM együttes rendelet rögzíti (*1. ábra*).

Vizsgálati módszerek

A talajszelvényt alkotó szilárd fázisok és a talaj környezetgeokémiai jellemzőinek megismerése céljából a szennyezett területen ásásos feltárással 1m x 1,5m szelvényű talajfeltáró munkaárkokat (Akó 1 és Har. 1 feltárások) mélyítettünk (*1. ábra*).

A mintavételt az MSZ-08 0202-77 (talaj) szabvány figyelembevételével, a helyi adottságoknak és a vizsgálati célnak megfelelően végeztük. A mintaelőkészítésnél az MSZ 21470/2-81, illetve az MSZ 21978/9-85 szabványokat követtük, a minták feltárható, vagy különböző kivonószerekkel mobilizálható elemtartalma esetében az előkészítést az MSZ 21978/9-85, MSZ 21470/50-83, MSZ 21979/1-1989, illetve MSZ-08-1722/1-89 szabványok szerint végeztük. A nehézfémtartalmat többnyire ICP-AES technikával határoztuk meg (Kertészeti Egyetem), kontrollként az MSZ 21978 szabványcsalád szerinti atomabszorpciós méréseket végeztettük el (Közép-Duna-völgyi Környezetvédelmi Felügyelőség).

A talajt alkotó szilárd fázisok megismerését sztereomikroszkópos, valamint polarizációs kőzet- és ércmikroszkópi vizsgálatokkal alapoztuk meg. A fázisok azonosítását röntgendiffrakciós vizsgálattal támogattuk (SZIKTI).

A talajok esetében a karbonátos és az agyagos fázisok, illetve a szervesanyag vizsgálatát differenciál-termikus elemzéssel végeztük. A szemcseméret-eloszlást nedves szitálással és ülepítéses módszerekkel határoztuk meg.

A nehézfémek megjelenési módját, a talajt alkotó szilárd fázisokhoz kötődését a kémiai összetétel mikrotopológiai meghatározását lehetővé tévő elektronmikroszondás elemzéssel vizsgáltuk (MTA Geokémiai Kutatólaboratórium). Az egyes fázisok elkülönítésére, a szöveti sajátságok leképzésére visszaszórt elektronképet (BEI) készítettünk, ami elsősorban az összetételi különbségeket jeleníti meg, a felületi egyenetlenségekre kevésbé érzékeny. E mellett a felületi morfológia megjelenítésére alkalmas másodlagos elektronkép (SEI) is készíthető.

A talajt alkotó szemcsék kémiai összetételének vizsgálatára általában EDAX gyártmányú energiadiszperzív röntgenspektrométert (EDS) használtunk, de esetenként a jobb felbontású hullámhosszdiszperzív röntgenspektrométert (WDS) alkalmaztuk. A vizsgálathoz a mintából polírozott fedetlen vékonycsiszolat készült, amelyet 150 Å vastagságú vákuumgőzölt szénréteggel vontunk be.

Földtani viszonyok

A terület geológiai adottságait annak sajátos szerkezeti helyzete határozza meg: É-i része a Budai-hegység egykori, D-i, DK-i irányban kibillent hegylábfelszínének D-i pereme, amelynek lezárása a pleisztocén óta a Duna komplex törésrendszere által preformált medervonal és az a mentén kialakult folyóvízi teraszalakulat – a vizsgált terület középső és D-i mezőit képező – ártéri öblözet.

Az É-i, ÉK-i peremi sávban a Tétényi-fennsík szarmata és pannóniai rétegein pleisztocén képződmények és a Duna pleisztocén–alsó-holocén teraszroncsai települnek. E sávtól a Duna felé haladva az öblözet közel sík térszínén már csak a folyó öntésrétegei jelennek meg (*1. ábra*).

A vizsgált térség legidősebb térszínalkotó képződménye a szarmata durva mészkő a terület ÉK-i részén. A Tétényi-fennsík D-i lejtőinek eróziója révén karbonátos málladékai az áthalmozott lösszel keveredve a hegyláb és az ártéri öblözet határán lejtőtörmelékként, az öntésterületre beiszapolódva pedig a legfiatalabb iszapos öntésrétegekben is megjelennek. Ezzel a mechanizmussal a szarmata rétegek fontos szerepet játszanak a felszínalkotó legfiatalabb öntésképződmények karbonátos jellegének kialakításában.

A szarmata végén a már félszigetként kiemelt Budai-hegység területe DK felé megbillent. Így a hegységnek ez a része – tehát az általunk vizsgált térség is – mélyebbre került, s ezzel fokozatosan elárasztotta a késő-pannóniai beltenger (WEIN 1977). A felső-pannóniai üledékes rétegek alkotják az ártéri öblözet területén a Duna hordalékrétegeinek fekvőjét (PÉCSI & SZILÁRD 1986).

A felső-pannóniai képződmények erodált felszíne az öblözeti térszín alatt 10–12 m mélységben fekszik. Az erodált felszínt a Duna többször visszatérő bevágódása alakította ki. A würmi erőteljes folyóágy-erózió és bevágódás az

öblözet korábbi pleisztocén mederüledék-szelvényét teljes mértékben kihordta, csak a korábban említett teraszroncsok tanúskodnak az egykori, magasabb térszíni helyzetű pleisztocén hordalékfelhalmozódásról (FTI 1978).

A pleisztocén végi, würmi felkavicsolódás általában 1–2 m vastagságú „báziskavics" réteget terített az eróziós felszínre (SZENTIRMAY 1978). Az osztályozatlan durvakavics felfelé finomabb kavics, homokos kavics szintekkel fokozatosan megy át az 5–7 m vastag pleisztocén–alsó-holocén dunai eredetű kavicsos homok, homokos kavics összletbe. A kavicsos-homokos terasz felett jól elkülönülő határral 4–5 m vastag finomabb szemcseösszetételű holocén öntésrétegek települnek, jelezve az öblözet, illetve a folyómeder fejlődésének a jelenkor felé mutató kiegyenlítődési tendenciáját. Ekkor az alacsony ártéri teraszon – a vizsgált terület középső és D-i térfelén – az öntések nyomán finomhomok, aleuritos (iszapos) finomhomok rakódott le.

A holocén fedőréteg az öblözet É-i, egykori hegylábi meanderágy zónájában, valamint a folyam menti D-i sávban a legvastagabb (INTRON 1991a; REPÉT 2001). E két zóna között, az egykori medervonalakkal párhuzamos sávban magasabb helyzetben vannak az idősebb holocén homokos-kavicsos öntésüledékek. A hullámos ártérfelszín mélyebb részein – az egykori meanderágyakban – a dunaöntés jellegzetes világos sárgásszürke karbonátos iszapot („lösziszapot"), finomréteges homokos-karbonátos iszapot rakott le. Az egykor kissé magasabb felszínű homokos-kavicsos alsó-holocén partroncsok sávjain a kifúvással keletkezett eolikus homokhátak a karbonátos öntésiszap leülepedésekor nem, vagy csak részben kerültek víz alá, így azokon a lösziszap elvékonyodik vagy hiányzik. Ilyen a vizsgált terület központi része (INTRON 1991a; REPÉT 2001). Az új-holocénben a vizsgált terület magasabb ártéri helyzetű É-i térfelét már nem érte el a folyóvízi öntés.

Talajtani adottságok

A Nagytétényi-öblözet vizsgált részén az eredeti talajtakaró kifejlődését egyrészt a legfiatalabb dunai öntésrétegek karbonátos-iszapos összetétele, másrészt a magas talajvízállás mellett kialakult réti jellegek határozták meg. Az öblözet uralkodó talajtípusa a karbonátos öntés réti talaj, amelyet a Duna felé a mélyebb térszínen nyers öntés jellegű szelvények váltanak fel. Ennek megfelelően általában jellemző a vályog, ami D-i irányban törmelékes öntéstípusba, helyileg homokos vályogba megy át. Az öntés réti talaj kifejlődése a jelenkor felé közeledve a réti vegetációs feltételek uralkodóvá válását, az elöntések ritkulását jelzi. Ez a tendencia napjainkra teljessé vált: a Duna áradása csak a magas talajvízviszonyok melletti réti folyamatokban nyilvánul meg. A terület É-i pereme mentén a réti talajjellegeket a térszín emelkedésével a löszös lejtőtörmeléken vagy a teraszroncsok felszínén kialakult barnaföld váltja fel (REPÉT 2001).

Talajkémiai vizsgálatainkat a holocén karbonátos öntésiszapon kialakult réti talaj egyes szintjeiben végeztük (2. *ábra*). A szelvényt kis szivárgási sebesség, nagy pufferkapacitás, a „C" szintben pedig glejes öv feletti oxidatív zóna (rozsdafoltosság) jellemzi.

Har. 1

0-25 talajjal kevert durvakavicsos, törmelékes-hulladékos rátöltés
Af 25-50 sötétbarna, szürke, humuszos karbonátos vályog
B 50-70 szürke, márványosan világosabb foltokkal tagolt karbonátos vályog
C 70-110 sárgásszürke karbonátos vályog, egyes szintekben dúsuló 1-3 cm-es mészgöbecsekkel

Akó 1

0-10 talajjal kevert kavicsos, homokos törmelékes-hulladékos rátöltés
Af 10-30 barnásszürke, humuszos karbonátos vályog, kevés kvarckaviccsal
B 30-45 szürke, márványos színeloszlású karbonátos vályog, kevés kvarckaviccsal
C 45-60 sárgásfehér karbonátos vályog, kagyló és csigaház maradványokkal
60-80 sárga színű, rozsdafoltos karbonátos vályog, kagyló és csigaház maradványokkal
80-100 világosszürke, rozsdasávos karbonátos vályog

2. ábra. A részletes talajgeokémiai vizsgálatba bevont feltárások talajszelvényei

Fig. 2 Analised soil profiles of exploratory drillings

Az eredeti talaj felett mindkét feltárás (Akó 1 és Har. 1) különböző vastagságú kavicsos-törmelékes – részben talajosodott – hulladékos feltöltést harántolt. Emellett a talajszelvény felső szintjében műveléssel, bolydítással kapcsolatos keveredés jelei is tapasztalhatók. A bolydított zóna egyenetlen felülettel érintkezik az alatta lévő eredeti termett talaj A szintjével, amely szürkésbarna, humuszos, karbonátos vályog. A fosszilis A szint (Af) vastagsága 20–25 cm. A B szint márványos színeloszlású, szürkéssárga karbonátos vályog. A legmélyebb helyzetű vizsgált szintet sárga, világossárga színű, rozsdafoltos karbonátos vályog alkotja, amelyet esetenként feldúsuló mészgöbecsek jellemeznek.

A talajszelvény szilárd fázisainak vizsgálata

A vizsgált talajszelvények egyes szintjeire vonatkozó kumulatív szemcse-eloszlási diagramok alapján megállapítható, hogy a szelvények legfelső ráhordott és az eredeti talajjal keveredett rétege osztályozatlan törmelékes szerkezetével élesen elüt az iszapos öntésen kialakult réti talaj bolydítatlan szintjeinek egyveretű finom szemcseeloszlásától.

A feltöltéses kevert szint alatti eredeti talaj anyagának 70–80%-a iszap-agyag. E finomszemcsés részleg ásványos összetétele alapvetően meghatározza a szelvény környezetgeokémiai jellemzőit, ezért vizsgálatára differenciál termikus elemzéseket végeztünk. Az Akó utcai feltárás (Akó 1) mintáira vonatkozó DTG-felvételek kiértékelési adatait az *I. táblázat* foglalja össze.

A termikus vizsgálati adatok szerint a réti talajképződés és a felszín feltöltése, bolydítása jellegzetes tagoltságot eredményezett. A réti talajoknál a humuszfelhalmozódással együtt ható folyamat a szmektitek kialakulása. Ez esetünkben az A és B szintekben (45 cm mélységig) figyelhető meg. A szmektitesedés kiinduló anyaga a talajképző öntésiszap eredeti hidrocsillám részlege (*I. táblázat,* 45 cm alatt). Ehhez hasonló a Mg mozgása, átrendeződése a szelvény felső szintjeiben. Ennek eredményeként a talajképző kőzet eredeti kalcit+dolomit összetételű karbonátos anyaga felfelé Mg-kalcitba megy át. A felső bolydított szintbe bekevert törmelékek, hulladékok közül termikus effektussal csak a gipsz azonosítható.

I. táblázat. Az Akó 1 talajfeltárás egyes szintjeinek derivatográfiás vizsgálati adatai (tömeg%)

Table 1 Derivatographic investigation data (weight%) of certain levels of Akó 1 soil exploration

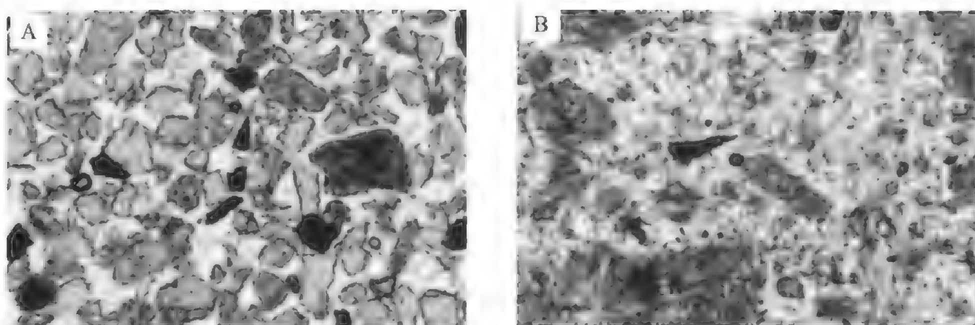
Fázisok	Szintek mélysége (cm)					
	0–10	10–30	30–45	46–60	60–80	80–100
	Hulladékkal kevert szint	Af (fosszilis A szint)	B	C		
Szervesanyag	6,9	5,3	6,0	1,5	1,0	2,0
Szmektitek	28	42	62			
Hidrocsillámok				17	20	15
Gipsz	12					
Mg-tartalmú kalcit	11	16				
Kalcit + dolomit			28	57	38	34

Megjegyzés: a 100%-hoz hiányzó részt termikusan inert anyagok alkotják (főleg kvarc)

A szemcseeloszlási diagramok alapján megállapítottuk, hogy a két, részletesen vizsgált szelvény a ráhordott és bekeveredett feltöltéstől eltekintve csak igen kis arányban tartalmaz durvább, homokos szemcséket. Ezek ásványtani azonosítását a szitálással nyert frakciók rutin sztereo- és polarizációs mikroszkópi vizsgálatával végeztük. A törmelékes szemcsék között a talajszelvények felső, bolydított szintjeiben sok átlátszatlan (fekete) salak jellegű töredék található. Ezek egy része az erősen hólyagos szerkezet és a széntörmelékkel való társulás alapján fűtési (kazán, kohó) eredetű, s azt az egyéb földes feltöltőanyagokkal együtt az egykori vizenyős terület kiegyenlítéséhez szállíthatták a jelenlegi helyszínre. Származási helye nyilvánvalóan a szomszédos egykori Metallochemia Kohászati Üzem. A centiméteres salakdarabok mindenképpen ilyen feltöltéses eredetűek, hiszen légi szállítással nem mozoghattak.

A 0,X és 0,0X mm tartományba eső fekete, töredékes szemcséket az egyszerűsítés kedvéért „salak jellegű" anyagnak nevezzük, annak ellenére, hogy azok vékonycsiszolatban többnyire átlátszatlanok, vagy vörös színben áttetszők. Ezek a szemcsék légi szállítással kerültek a helyszínre, anyaguk vasdús szilikátüveg, fémoxidok, esetleg apró fémszemcsék. E szemcsék jellegzetesen töredékes-szilánkos megjelenésűek (3. *ábra*), szemben a pedogén karbonátos, vasas-mangános konkréciók kerekded formáival, melyek pereme gyakran csipkézett (3. *ábra* a kép jobb és bal alsó széle).

A Metallochemia-gyártelepen felhalmozott, mintegy 1 millió tonna kohászati salak anyagát uralkodóan vasban gazdag szilikátos és oxidos fázisok alkotják. A korábbi, technológiai célú kísérletek (ANDÓ 1995) szerint különösen a salak utóbbi ásványos alkotói mágneses térben jól szeparálhatóak. A talajszelvény törmelékes frakcióiban azonosított fekete „salakszerű" szemcsék 10–20%-a reagált érzékenyen a mágneses térre. E megfigyelés is arra utal, hogy a gyártelep környéki talajok finomtörmelékes fekete szemcséi technológiai poremisszióból származnak. A folyóvízi szállítással magyarázható eredet ellen szól e szemcsék szilánkos megjelenése, szemben a törmelékes üledékes kőzetek nehézásványaira általában jellemző idiomorf vagy koptatott alakkal. Ezen túlmenően a karbonátos öntésiszap nem bolygatott szintjeiben a szilánkos opak szemcsék nem jelennek meg.



3. ábra. A 0,125–0,25 mm-es (A kép) és a 0,06 mm > (B kép) frakció mikroszkópi képe. Az Akó 1 feltárás 0–10 cm szintje. (A) 1N, n=150X; (B) 1N, n=250X

Fig. 3 Microscopical picture of grains forming 0.125–0.25 mm (picture A) and 0,06 mm > (picture B) fraction. The 0–10 cm level of Akó 1 exploration. (A): 1N, n=150×; (B): 1N, n=250×

A ráhordott, vagy poremisszióból származó anyagok elsősorban a felső feltöltéses szintben dúsulnak. Ez alatt, hozzávetőleg a réti talaj eltemetett A szintjében figyelhető még meg csökkenő mennyiségben a „salakszerű" szemcsék bekeveredése. Ez az Akó utcai feltárás esetében mintegy 30 cm, a Harangozó utcai szelvénynél pedig hozzávetőleg 50 cm felszíntől számított mélységet jelent.

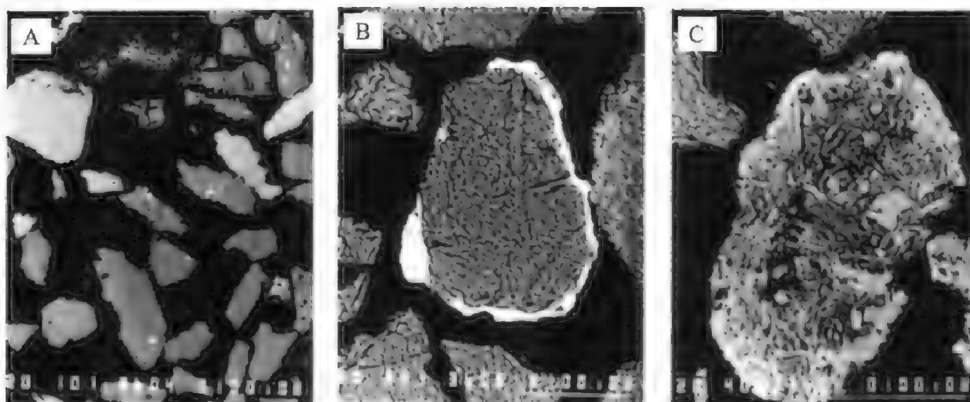
A törmelékes szemcsék összetételének pontosabb meghatározására elektronmikroszonda vizsgálatokat végeztünk.

Az Akó 1 feltárás 0–10 cm szintjének 0,125–0,25 mm-es részlegében természetes fázisokként kvarcot, kalcitot, elvétve dolomitot, Al-, Ca-, Fe-tartalmú színes szilikátokat, rutilt és vas-oxidot határoztunk meg.

A színesfémeket hordozó, technológiai eredetű szemcsék között olyan kvarcot azonosítottunk, amely zárványként vagy üregeibe hatolva sárgaréz ötvözetet tartalmaz (4. *ábra* A kép; 5. *ábra* 3604. 1. spektrum).

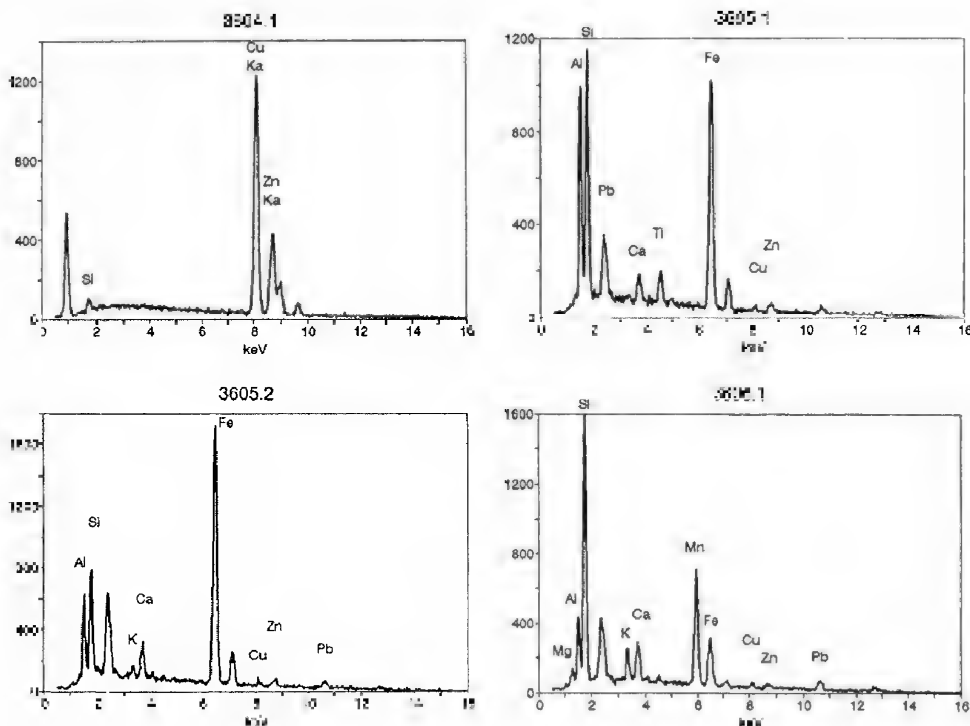
A fénymikroszkópban opak szemcsék egy része a vasdús kérgezés (4. *ábra* B kép) miatt átlátszatlan. A kérgezés (Fe >= Si > Al > Pb, Ca, Ti, K, Cu, Zn) vegyes vashidroxidos-oxidos, kovás-alumoszilikátos, karbonátos gélszerű kicsapódás, ami a talajidegen salakeredetű anyagok és a talaj reakcióinak eredménye. A kérgezés két pontján készített elemzés némileg eltérő elemarányokat mutat, amelyben a vastartalom változását az Al, Si, Ti kompenzálja (5. *ábra* 3605. 1. és 2. spektrumok). E jelenség igazolja az epigén, talajtani folyamatokkal kapcsolatos származtatást, s kizárja annak lehetőségét, hogy a színesfémkohászati technológiában alkalmazott salakképző kvarchomok be nem olvadt, de az olvadékkal már érintkezett, azzal kérgezett szemcséjéről lenne szó.

A szennyező nehézfémek epigén csapdázódására példa az egyes szemcsék, ásványaggregátumok peremén kialakult jellegzetes összetételű diffúz öv is. A 4. *ábra* C kép egy főleg dolomit és epidotszemcsékből álló aggregátumot mutat. A szemcseegyüttes peremi sávjában törmelékes részek nem láthatók, tehát az tisztán az aggregátumot kötő anyagból áll. Ennek összetételében (Si > Mn > Fe, Pb, Ca, K, Cu, Zn, Mg) a peremi részen – a felület fényessége szerint – a nehezebb elemek nagyobb szerepet játszanak. Az aggregátum peremi továbbnövekedése az összetételi adatok szerint kovás, Mn-Fe-hidroxidos kicsapódás, amit a szennyező nehézfémek koprecipitációja kísér (5. *ábra* 3606. 1. spektrum).



4. ábra. A 0,125–0,25 mm méretű szemcsék visszaszórt elektronképe az Akó 1 feltárás 0–10 cm közötti szintjében; A. Kvarc (sötét szemcsék), kalcit (világos töredék) és sárgaréz (fehér foltok); B. Kvarc, vasdús kéreggel; C. Dolomit és szilikátszemcsék aggregátuma, nehézfémekben dús oxidos-kovás epigén peremmel

Fig. 4 Backscattered electron picture of 0.125–0.25 mm size grains from 0–10 cm level of Akó 1 exploration; A. Quartz (dark grains), calcite (light grains), brass (white grains); B. Quartz with ferricrete; C. Aggregates of dolomite and silicate grains, with oxide-siliceus epigene edge rich in heavy metals

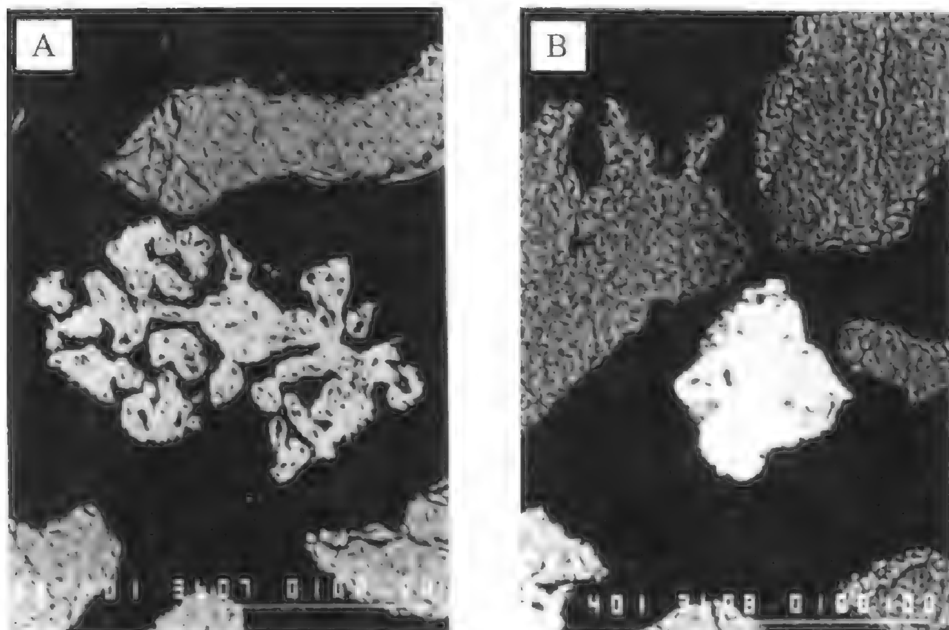


5. ábra. Néhány 0,125–0,25 mm méretű szemcse EDS spektruma az Akó 1 feltárás 0–10 cm közötti szintjében

Fig. 5 EDS spectrum of some 0.125–0.25 mm size grains from 0–10 cm level of Akó 1 exploration

A nehézfémek dúsulásától mentes, önálló vasdús fázisok, pl. a jellegzetes ágas felépítésű szemcsék mikrobiológiai közreműködéssel, a szennyezéstől független talajtani folyamatok útján keletkeztek (*6. ábra* A kép).

A nehézfémeket is tartalmazó, önálló vasdús szemcsék (Fe >> Pb, Zn > Ca, Si, Cu) a már említett hidroxidos-kovás-karbonátos koprecipitációval származtathatók (*6. ábra* B kép; *7. ábra*, 3608. 1. spektrum). Nem zárható ki azonban a kémé-



6. ábra. A 0,125–0,25 mm méretű vasdús szemcsék visszaszórt elektronképe az Akó 1 feltárás 0–10 cm közötti szintjében; A. Biogén vas-oxid kvarcszemcsék között; B. Nehézfémeket tartalmazó vasdús szemcse kvarc társaságában

Fig. 6 Backscattered electron picture of 0.125–0.25 mm size grains rich in iron from 0–10 cm level of Akó 1 exploration; A. Biogenetic ferrous oxyde between quartz grains; B. Ferruginous grain with a heavy metals content beetwen quartz grains

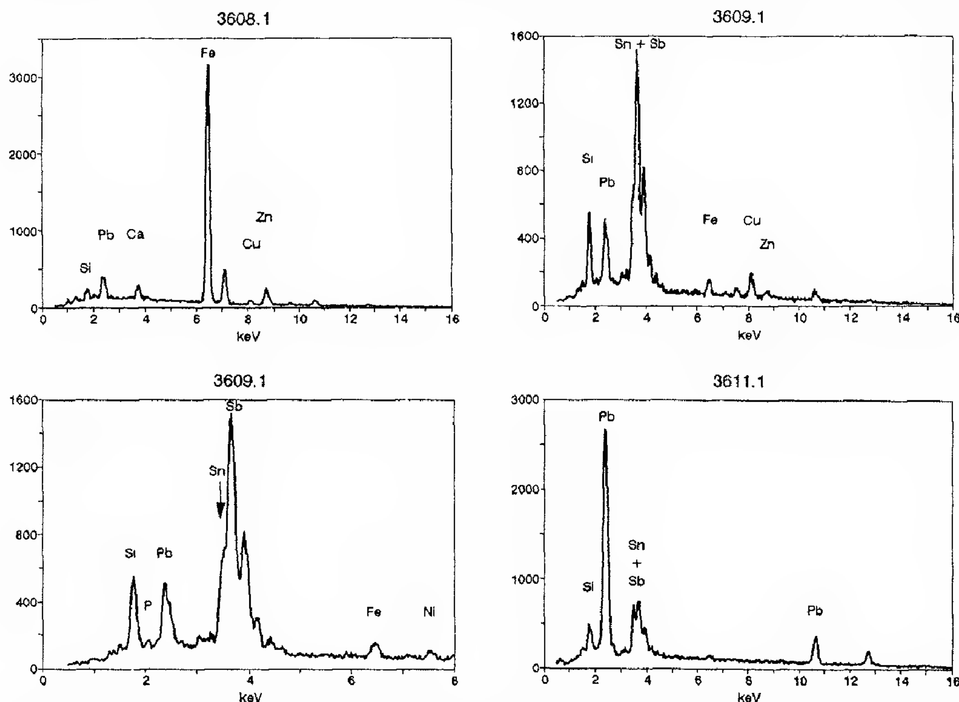
nyeken át távozó kohászati vas-oxidos szállóporból való eredet sem. Ekkor a füstgázok által kiszállított porszemcsék az olvadékból vagy a felette lévő nagyhőmérsékletű, fémgőzöket tartalmazó közegből további nehézfémeket vettek fel. A közvetlen szállóporból való származtatás esetén is számolni kell a talajközegben ható folyamatokkal, ami az eredeti állapot instabillá válásával (mállás), új fázisok megjelenésével, vagy meglévő szemcsék kérgezésével járó szerkezeti, kémiai átrendeződést jelent, esetleg az eredeti szemcsealak megtartása mellett.

Az Akó 1 feltárás ráhordott és bekeveredett feltöltéses szintjében (0–10 cm) a 0,06 mm > frakció természetes fázisait az előzőkben is említett ásványok alkotják. Természetes és szennyezéssel kapcsolatos is lehet a pirit, barit, vagy a nehézfémekben nem dúsult vas-oxid.

A biztosan szennyezéssel kapcsolatos szemcsék egy részét a kellően el nem különült szilikát-fémolvadék rendszerből a füstgáz ragadta ki. Erre utal a sokkomponensű, ötvözetszerű összetétel, amelyből a Si, esetenként a Ca, Mg sem

hiányzik (*7. ábra* 3609. 1. és 3611. 1. spektrumok; *8. ábra* A kép legvilágosabb szemcséi).

A vasdús, nehézfémtartalmú szilikátos salakokra emlékeztet a *8. ábra* A kép további néhány világos törmelékének összetétele (Fe, Pb, Ca, Si >> Cu, Zn, Mg, illetve Fe, Si, Ca, K, Pb, Al, Mg >> Zn, Cu), így azok valószínűleg a salakképző



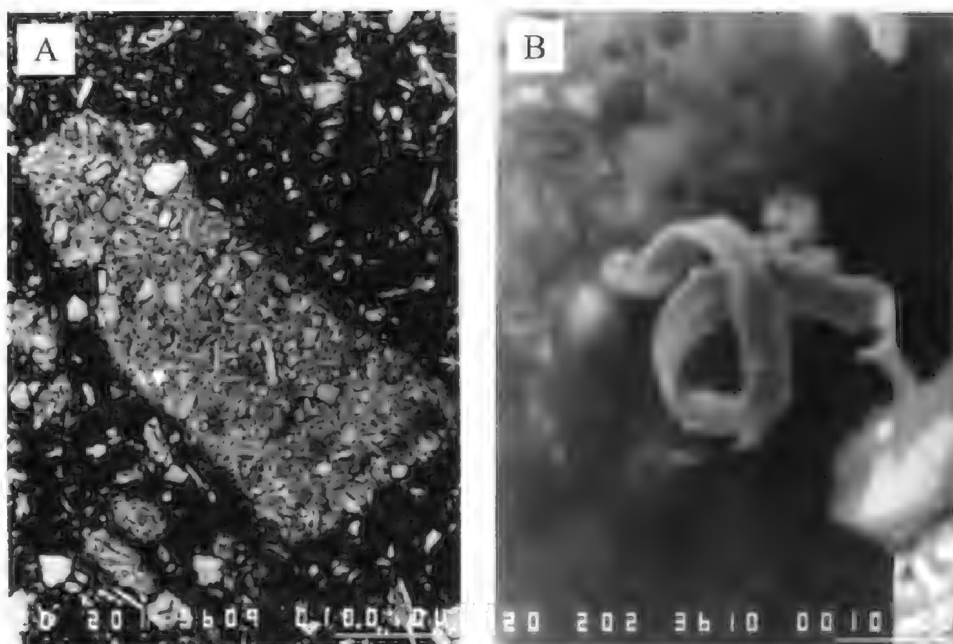
7. ábra. 0,125–0,25 mm, illetve 0,06 mm > méretű szemcsék EDS spektruma az Akó 1 feltárás 0–10 cm közötti szintjében

Fig. 7 EDS spectrum of 0.125–0.25 mm and 0,06 mm > size grains from 0–10 cm level of Akó 1 exploration

olvadékból kiragadott, igen finom méretű, a gyors hűlés miatt üvegesen megdermedt szemcsék.

Hasonlóan légi úton kerülhettek a helyszínre a színesfémkohászatban felhasznált hulladék alapanyagok legfinomabb forgácsai (*8. ábra* B kép).

A Har. 1 feltárás feltöltött (0–25 cm) szintjében a 0,06 mm > frakció uralkodó természetes fázisai a kvarc, a karbonátok és a csillámok. A vasdús szemcsék és a gyakori barit egy része technológiai eredetű szállóporból ülepedett ki. A jelek szerint a térszínre került salak jellegű szemcsék, a szulfidos ércek és a fémoxidok pora a talajközeggel reakcióba lépve ez esetben is az új feltételek között stabilis hidroxid-kova-szulfát-karbonát kiválások keverékét hozta létre. Ezek a mállás során létrejött koprecipitátumok a nehézfémeket is koncentrálva, meglehetősen bonyolult összetételűek lehetnek (Fe > Si, S, Ba > Zn, Al, Ca > Mg, Mn > Cu) (*9. ábra* A kép; *10. ábra* 3612. 1. spektrum). A szilikátos salakok összetételéhez közelebb álló, egyveretűbb kémiai alkat (Fe > Si > Zn > Ca > Mn) valószínűen azok mállott szemcséit jelzi (*10. ábra* 3612. 2. spektrum).



8. ábra. A 0,06 mm > méretű szemcsék elektronképe az Akó 1 feltárás 0–10 cm közötti szintjében; A. A fehér szemcsék Sn- és Sb-gazdag, de egyéb színesfémeket is tartalmazó ötvözetek. A világos szemcsék Pb-gazdag színesfémötvözetek, illetve salakszerű töredékek (visszaszórt elektronkép); B. Sárgarézforgács szekunder elektronképe

Fig. 8 Backscattered electron picture of 0.06 mm > size grains from 0–10 cm level of Akó 1 exploration; A. alloy with a heavy metals content (light grains), non-ferrous metal alloy with a Pb content and cinder; B. SEI of brass bur

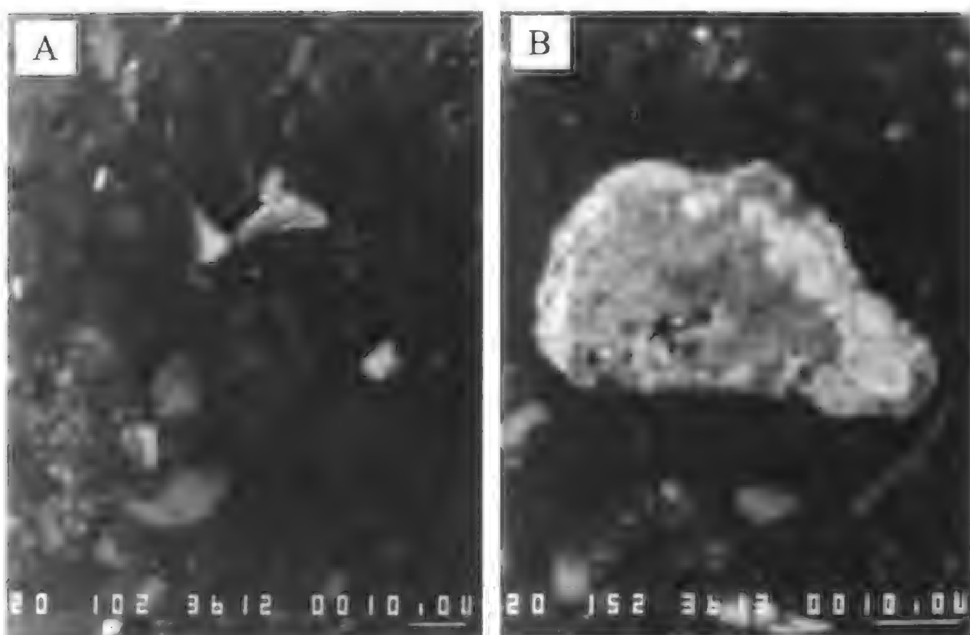
Egyes szemcséknél a koprecipitáció és a ritmikus kicsapódás kombinációja figyelhető meg. Ezeknél az előbb ismertetetthez hasonló, bonyolult összetételű belső magra (Fe > Si > Zn > Ca, Ba, Pb > Al, P, Mn, Cu) uralkodóan baritból álló kéreg (Ba, S > > Fe, Si > K, Ca, Zn) vált ki (*9. ábra* B kép; *10. ábra* 3613. 1. és 3613. 2. spektrumok).

A fentiek mellett a mintában még a következő összetételű, szennyező komponenseket tartalmazó szemcséket mutattuk ki:

Pb (fém, vagy oxid/hidroxid)
Pb > Si, Al, Ca > Fe
Si, Ca, Al, Pb, Fe
Fe, Si, Zn, Ca, Mn
Fe, Cr, Ca, Pb, Si, Al
Cu > Sn, Si > Fe

Ezek a szemcsék összetételük szerint a talajban különböző mértékben átalakult, oxidált, mállott fém, ötvözet és szilikátos salak kéményporából származnak.

A gyárteleptől K-re eső terület talajainak szilárdfázis összetételi jellemzői a szennyező nehézfémek megjelenési módja vonatkozásában a következőkben foglalhatók össze:



9. ábra. A 0,06 mm > méretű szemcsék visszaszórt elektronképe a Har. 1 feltárás 0–25 cm közötti szintjében; A. A világos szemcséket barit és vasdús másodlagos keverékfázisok alkotják; B. A mag vasdús koprecipitátum, a kérgezést barit alkotja

Fig. 9 Backscattered electron picture of 0.06 mm > size grains from 0–25 cm level of Har. 1 exploration. A): Baryte and secondary ferriferous mixture (light grains). B): ferriferous nucleus with baryte accretion

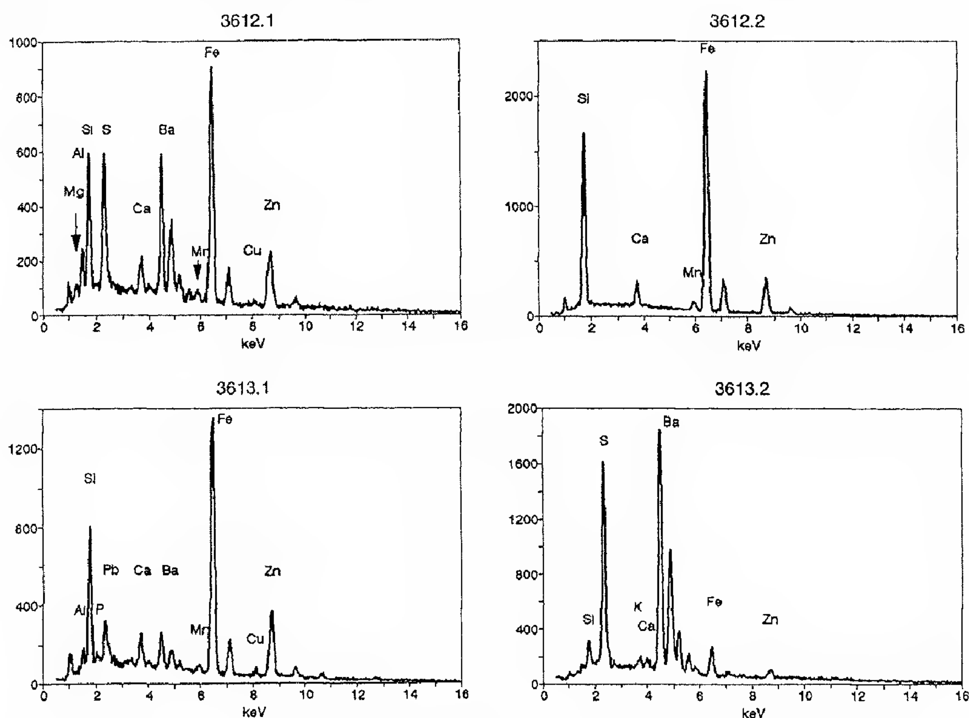
1. A gyártelep közvetlen környékén a felszín, így a talajszelvények felső szintje, változó vastagságú, az eredeti talajjal különböző mértékben keveredett feltöltés. Ennek anyaga részben az egykori gyártelepről származó tüzelési és kohászati salak.

2. A szennyező nehézfémeket hordozó, kisebb szemcsék egy része légi úton szállított, technológiai eredetű kéménypor (üveges salakanyag, érc-, és ötvözet-szemcsék, fém-oxidok stb.), amelyek a talajban oxidált, mállott állapotban találhatók.

3. A nehézfémeket hordozó, finomabb szemcsék másik része a szennyezőfázisok és a talajközeg kölcsönhatásával, a mállással felszabaduló komponensek kicsapódásával jött létre. Ezek az új, epigén fázisok a szennyezőket gyűjtő, bonyolult összetételű hidroxidos-kovás-karbonátos-szulfátos koprecipitátumok, amelyek esetenként ritmikus zónás kiválási szerkezettel kombinálódnak. Az epigén kiválások más talajszemcséket is kérgezhetnek.

4. A feltöltésként ráhordott és a légi úton szállított szemcsék mérethatárát 0,2–0,3 mm-re becsüljük. A légi szállítású és epigén szemcsék mérete e határtól néhány mm-ig terjed.

5. A leírt jellegeknek megfelelően a szennyező anyagok nagyrészt diszkrét szilárd fázisok. A legnagyobb koncentrációban a felső, ráhordással és légi úton is szennyezett szintben fordulnak elő. Ez alatt, az eredeti talaj felső, humuszos szintjében a bekeveredéstől függően, de csökkenő mennyiségben találhatók a



10. ábra. 0,06 mm > méretű szemcsék EDS spektruma a Har. 1 feltárás 0–25 cm közötti szintjében

Fig. 10 EDS spectrum of 0.06 mm > size grains from 0–25 cm level of Har. 1 exploration

szennyezőket hordozó szemcsék. Az eredeti talajszelvény műveléssel vagy biológiai tevékenység révén bolydított, mechanikailag kevert szintjének vastagsága 25–30 cm.

6. A mállás és az új epigén fázisok képződésének bemutatott összefüggése egyben megvilágítja a karbonátos öntéstalaj geokémiai csapda mechanizmusát is. Erre vezethető vissza, hogy a vizsgált területen a nehézfémszennyezés talajszelvényen belüli mélységi migrációja, bemosódása nem jellemző (Pb, Cu, Zn), illetve korlátozott (Cd, As).

A szennyezést hordozó szemcsék a jelzettnél nagyobb mélységszintekre emberi beavatkozás révén juthatnak. A réti talajok jellegzetességéből eredően fennáll azonban a lehetősége annak, hogy a felső, szennyezett szintek anyaga bepereg a száraz időszakban megnyíló, hasábos repedésekbe, így a szennyezés mintegy 1 m mélységig hatolhat.

A talajszelvény környezetgeokémiai jellemzői

A talaj szilárd fázisainak vizsgálata c. fejezetben bemutatott adatok arra utalnak, hogy a terület karbonátos öntés réti talajait a vizsgált nehézfémek vonatkozásában kisfokú migrációs geokémiai környezetérzékenység jellemzi. Ennek tényezői az eredeti szelvény agyagos-iszapos szemcseösszetétele, a nagy

adszorpciós kapacitású fázisokban (humuszanyagok, duzzadó agyagásványok) dúsult felső talajszintek és a felszíntől nagy mennyiségű karbonátos anyag, illetve az ezzel járó gyakorlatilag kimeríthetetlen pufferkapacitás. E tényezők adszorpciós, lúgos és – a rozsdafoltos szintekben – oxidatív geokémiai gátak kombinációit eredményezik, amelyek a minimálisra csökkentik az esetünkben fontos fémek vizes migrációs lehetőségét.

A Cd vonatkozásában a lúgos geokémiai gát érvényesüléséhez a vizsgált szelvények környezeti feltételei (a talajszintek pH értékei a *IV.* és *V. táblázat*ban) közel esnek a kritikus értéktartományhoz. A Cd kis koncentrációi mellett azonban a szelvény adszorpciós kapacitása bizonyos ideig ez esetben is védelmet nyújt.

A talaj kisfokú migrációs geokémiai környezetérzékenységére vonatkozó megállapításunk összhangban van a szennyező fémek és a különböző fázisok közötti – a korábbi fejezetekben vizsgált – kapcsolattal. E szerint a talajba került, szennyező komponenseket tartalmazó szilikátos, oxidos, szulfidos, fémes fázisok az új, vizes rendszerben instabillá váltak, de az adott közegben kémiai alkotóikra érvényesülő kis migrációs lehetőség miatt az anyagátrendeződés a szemcse határain belül marad, különböző mértékben bontott, mállott, de az eredeti alakot őrző töredékeket eredményezve.

Intenzívebb oxidáció, savas légköri hatások vagy szerves savak hatására beálló reakciók, illetve oldódás esetén a szennyező szemcsék szétesve, ionos és kolloidoldatot, oldható komplexeket szolgáltató forrássá válnak. A körülvevő közeg – főleg a talaj finomszemcsés karbonátos kifejlődése miatt előálló, enyhén lúgos kémhatás (*IV.* és *V. táblázat*) eredményeként – geokémiai csapdaként hat, s így a migráció a közvetlen mikrokörnyezetben hidrolízis, karbonát- és szulfátkicsapódás, agyagásvány-képződés, kolloid fáziskiválás, adszorpció révén leáll, új, jellegzetesen összetett, a szennyező komponenseket koncentráló epigén szemcsét, konkréciót vagy kérgezést eredményezve.

A leírtaknak megfelelően a szennyező komponensek – amint azt korábban is jeleztük – nagyrészt diszkrét, mechanikailag elkülöníthető fázisokhoz kötődnek, s a diffúz, egyenletes eloszlású adszorpciós kötődés kisebb szerepet játszik. Meg kell azonban állapítani, hogy az egyes szemcsék mérete lehúzódhat az 5–10 µm-es tartományig, amint azt pl. a 9. ábra apró világos foltjai jelezték. E megállapítás igazolására a vizsgált feltárások két felső szintjének anyagát nedves szitálással szemcserészlegekre bontottuk és meghatároztuk az egyes részlegekben a szennyező nehézfémek koncentrációját (*II.* és *III. táblázatok*).

A Har. 1 szelvényben csak a leginkább migráns Cd esetében állapítható meg a szemcsenagyság csökkenésével növekvő koncentráció (*II. táblázat*). A többi elemnél az összefüggés gyakran fordított. Ez azt jelzi, hogy a szennyező fémek uralkodóan a valamennyi frakcióban előforduló, illetve a méret növekedésével kizárólagos szerepet kapó szemcsés részleghez kötődnek. A Cd esetében az adszorpciósan kötött hányad nagyobb szerepet is játszhat.

Az Akó 1 feltárás felső szintjeiben is egyértelmű a durvább szemcsés részlegek szennyezést hordozó szerepe, a nehézfémkoncentrációk azonban a legfinomabb részlegben a legnagyobbak (*III. táblázat*). Ezek szerint az egyes elkülönült nehézfémtartalmú fázisok nagyobb arányban dúsulnak a legfinomabb frakcióban és fokozottan érvényesül az adszorpciós megkötődés is.

II. táblázat. A szennyező nehézfémek koncentrációi a Har. 1 szelvény két felső szintje anyagának nedves szitálással szétválasztott részlegeiben (ICP vizsgálati adatok)
Table II Concentrations of heavy metals of soil from two upper levels of Har. 1 profile. The soil has been decomposed into grainparts by wet screen sizing (ICP analyses)

Szint (cm)		Részleg (mm)	Cd mg/kg	Cu mg/kg	Pb mg/kg	Zn mg/kg	Részleg (%)
0–25 cm	Feltöltés	0,125–5	29,1	1390,0	799,9	1257,0	21
		0,06–0,125	30,8	659,7	958,9	1216,0	6
		0,06 >	44,3	643,3	1081,0	2503,0	73
25–50 cm	Fosszilis A	0,125–5	1,3	272,8	591,9	1799,0	4
		0,06–0,125	1,1	333,5	1461,0	699,7	4
		0,06 >	2,8	174,8	385,0	283,8	92

III. táblázat. A szennyező nehézfémek koncentrációi az Akó 1 szelvény két felső szintje anyagának nedves szitálással szétválasztott részlegeiben (ICP vizsgálati adatok)
Table III Concentrations of heavy metals of soil from two upper levels of Akó 1 profile. The soil has been decomposed into grainparts by wet screen sizing (ICP analyses)

Szint (cm)		Részleg (mm)	Cd mg/kg	Cu mg/kg	Pb mg/kg	Zn mg/kg	Részleg (%)
0–10 cm	Feltöltés	> 0,25	2,5	172,0	526,5	180,9	4,0
		0,125–0,25	-	191,4	340,6	229,4	8,0
		0,06–0,125	2,1	293,1	542,9	272,5	6,0
		0,06 >	10,6	965,6	1965,0	2363,0	82,0
10–30 cm	Fosszilis A	> 0,25	4,2	157,3	307,6	256,7	2,0
		0,125–0,25	1,7	255,2	245,9	262,3	2,0
		0,06–0,125	-	277,0	291,7	235,4	3,0
		0,06 >	6,4	535,0	608,4	1044,0	93,0

A szennyező komponensek és fázisok közötti kapcsolat, valamint a mélység szerinti eloszlás ellenőrzésére megvizsgáltuk a talajszelvények összes- és különböző feltételek mellett mobilis (kioldható) elemtartalmát (*IV. és V. táblázatok*). A nehézfémek összes koncentrációját a hazai környezetvédelmi gyakorlatban érvényes 10/2000. (VI. 2.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelet háttérértékeihez (A) és szennyezettségi határértékeihez (B) hasonlítottuk.

A *IV. és V. táblázat* adatai alapján a következőket állapíthatjuk meg:

Nehézfém-anomália (szennyezés) a vizsgált elemek közül a Pb, Cd, Cu, Zn, As esetében jelentkezik.

A roncsolásos mintaelőkészítéssel meghatározott összes elemtartalom viszonyítva az ólom és a kadmium esetében mutat legnagyobb arányú – két nagyságrend körüli – relatív dúsulást. Nem sokkal marad e mögött a réz- és a cinkszennyezés mértéke (20–30×).

IV. táblázat. A talajszelvény geokémiai összetétele a nagytétényi Metallochemia-gyárteleptől keletre eső területen (Akó 1. feltárás) [mg/kg]. ICP vizsgálati adatok

Table IV Geochemical composition of the soil in the east side of the Nagytétény bay (Akó 1. exploration). ICP analyses

mélység-köz (cm)	pH	jelleg	As	Ba	Cd	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn	As*
0–10	8.07	1	*10,3*	***801,9***	***13,1***	***1069***		*38,6*	***1534***	***1811***	1,1
		2	***23,7***	95,3	***6,4***	***609***	<K.H.	3,6	***1289***	***648,3***	
		3	1,3	3,4	0,1	7,5	<K.H.	0,3	6,4	16,6	0,6
10–30	8.17	1	<K.H.	***390,1***	***9,2***	***508,5***		*35,4*	***539,5***	***771,6***	1,3
		2	8,9	69,5	***2,1***	***311,8***	<K.H.	1,9	***369,2***	***221,8***	
		3	0,7	1,4	<K.H.	1,1	<K.H.	<K.H.	<K.H.	1,9	0,6
30–45	8.38	1	<K.H.	55,6	***2,9***	15,3		14,6	*53,7*	42,9	1,6
		2	<K.H.	51,4	<K.H.	*57,6*	<K.H.	<K.H.	*29,1*	8,3	
		3	<K.H.	0,3	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	0,1	1,1
45–60	8.32	1	<K.H.	41,7	***4,6***	18,2		22,7	14,2	52,8	
		2	<K.H.	19,8	<K.H.	5,3	<K.H.	<K.H.	10,5	3,8	
		3	<K.H.	0,1	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	
60–80	8.33	1	<K.H.	53	***4.9***	19,5		*25,3*	12,9	54,3	
		3	<K.H.	0,1	<K.H.	0,1	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	
80–100	8.27	1	<K.H.	38,2	***5.2***	18,9		*27,3*	9,9	59,1	
		3	<K.H.	0,1	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	
Háttér- és határ-értékek	A	5	*10*	*150*	*0,5*	*30*	*0,15*	*25*	*25*	*100*	*10*
	B	6	***15***	***250***	***1***	***75***	***0.5***	***40***	***100***	***200***	***15***

1 – Összeselem-tartalom az MSZ 21470-83.4.2 pont szerint

2 – Elemtartalom a Lakanen-Erviö-féle kivonatból (MSZ-08-1722/1-89)

3 – Elemtartalom a desztilláltvizes kivonatból

As* – As-tartalom vizsgálat AAS elemzéssel az MSZ 21978-85 5.1 (3. oszlop), illetve 5.2 (1. oszlop) szerint

5 – A földtani közegre vonatkozó „A" háttér-koncentráció (mg/kg) a 10/2000. (VI. 02.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelete alapján

6 – A földtani közegre vonatkozó „B" Szennyezettségi határérték (mg/kg) a 10/2000. (VI. 02.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelete alapján

A szennyeződés, a szennyező fázisok szelvény menti eloszlásával összhangban, a legfelső, ráhordott anyagot bekeveredve tartalmazó feltöltéses szintben a legnagyobb. A koncentrációk az ezt követő természetes talajszintben a felére-harmadára, vagy még ennél is kisebb értékre esnek vissza. Az ez alatti B talajszint általában nem bolydított alsó részén a koncentrációk a háttérértéknek adódnak, illetve attól csak a természetes geokémiai háttérszórásnak megfelelően térnek el.

A biológiai mobilizáció lehetőségét modellező Lakanen-Erviö-féle kivonószer a szennyező fémek mennyiségének jelentős részét oldatba viszi (*IV.* és *V. táblázat*ok szintenkénti 2. oszlopa). Ezek szerint a vizes migráció geokémiai gátakkal történő kedvező korlátozása ellenére a növényi felvétel számottevő lehet.

A vizes kivonattal – a korábban kifejtettekkel összhangban – az egyes fémek összes mennyiségének valóban csak kis hányada mobilizálható (*IV.* és *V. táblázatok* szintenkénti 3. oszlopa). Ennek megfelelően a talajvíz nehézfémszennyezéssel szembeni sérülékenysége kisfokú.

V. táblázat. A talajszelvény geokémiai összetétele a nagytétényi Metallochemia-gyárteleptől keletre eső területen (Har. 1 feltárás) [mg/kg]. ICP vizsgálati adatok

Table V Geochemical composition of the soil in the east side of the Nagytétény bay (Har. 1 exploration). ICP analyses

mélység-köz (cm)	pH	jelleg	As	Ba	Cd	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn
0–25	8.27	1	<K.H.	***5974***	***60,7***	***642,5***		*38,8*	***1358***	***2892***
		2	<K.H.	73,5	***37,9***	***284,9***	<K.H.	1,9	***806,9***	***939,6***
		3	<K.H.	31,6	0,3	1,7	<K.H.	0,2	3,1	16,4
25–50	8.15	1	<K.H.	***344,8***	***7,8***	***187,3***		*28,8*	***162,1***	***348,7***
		2	<K.H.	21,8	***2,0***	***89,9***	<K.H.	0,9	***113,4***	79,8
		3	0.6	0,5	<K.H.	0,2	<K.H.	0,1	<K.H.	0,1
50–70	8.24	1	<K.H.	70,4	***4,5***	20,5		24	16,6	76,3
		2	<K.H.	22,9	<K.H.	7,2	<K.H.	0,9	*32,8*	12,5
		3	<K.H.	2,4	<K.H.	2,0	<K.H.	0,1	2,6	3,6
70–90	8.3	1	<K.H.	46,9	***4,8***	26,2		*28*	*32,5*	83,9
		2	<K.H.	9,5	<K.H.	9,4	<K.H.	0,7	*25,1*	7,8
		3	<K.H.	0,1	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	<K.H.	0,0
90–110	8.23	1	<K.H.	56,8	***5,5***	25,2		*37,5*	22,0	78,6
		3	<K.H.	0,1	<K.H.	0,1	<K.H.	<K.H.	<K.H.	0,0
Háttér- és határ-értékek	A	5	*10*	*150*	*0,5*	*30*	*0,15*	*25*	*25*	*100*
	B	6	***15***	***250***	***1***	***75***	***0.5***	***40***	***100***	***200***

1 – Összeselem-tartalom az MSZ 21470-83.4.2 pont szerint

2 – Elemtartalom a Lakanen-Erviö-féle kivonatból (MSZ-08-1722/1-89)

3 – Elemtartalom a desztilláltvizes kivonatból

5 – A földtani közegre vonatkozó „A" háttér-koncentráció (mg/kg) a 10/2000. (VI. 02.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelete alapján

6 – A földtani közegre vonatkozó „B" Szennyezettségi határérték (mg/kg) a 10/2000. (VI. 02.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelete alapján

Következtetések

Megállapítottuk, hogy a Nagytétényi-öblözet nagy részén a holocén karbonátos öntésiszapon réti talaj alakult ki. Ennek megfelelően a szelvényt általában kis szivárgási sebesség, nagy pufferkapacitás, a C szintben pedig glejes öv feletti oxidatív zóna (rozsdafoltosság) jellemzi. A karbonátos öntésiszap és a talaj azonban a bolydítottság, a feltöltések, de az eredeti természetes szemcseszerkezet változékonysága miatt is környezeti szempontból mind területileg, mind a mélység felé heterogén. A legszélsőségesebb természetes heterogenitást az öntésiszapot helyettesítő homokos szelvény jelenti a vizsgált terület középső részén.

A Metallochemia-telephely környezetében a talajszelvény nehézfémszennyezettségében két tényező fonódik össze: a feltöltéshez, terepegyengetéshez ráhordott anyagok, illetve a telep technológiai kéményemissziójával kapcsolatos porszennyeződés. A szennyező nehézfémek többnyire diszkrét, mechanikailag elkülönült technológiai eredetű törmelékes és ezekből levezethető másodlagos (epigén) szemcsékhez kötődnek. A talajt a Pb, Cu, Zn nehézfémek vonatkozásában kis migrációs geokémiai környezetérzékenység jellemzi, így a szennyeződés csak a ráhordott rétegre, valamint az eredeti talajszelvény legfelső bolydított szintjére terjed ki. Kisfokú migrációs mélységi kiterjedés a vizsgált közegben leginkább mobilis Cd és As esetében mutatható ki.

A környezetföldtani, ásványtani és környezetgeokémiai jellemzők alapján a környezetérzékenységre és a környezetegészségügyi kockázatra vonatkozóan megállapítható, hogy a Pb és Cu, részben Zn összes mennyiségének csak kis hányada mobilizálható, így a talajvíz ezek szennyezésével szemben kevésbé sérülékeny. Hosszabb távon – a migrációs front fokozatos mélyebbre tolódása miatt – a talajvíz a Cd és As fémekre nézve sérülékeny. Mindezek mellett a biológiai mobilizáció lehetőségét modellező vizsgálatok szerint a szennyező nehézfémek növényi felvétele számottevő lehet, s számolni kell a másodlagos kiporzással, illetve a nyílttéri és a lakásbelsőben is megjelenő szállópor belélegzésével, továbbá a kiülepedett por bőrön, tápcsatornán való szervezetbe jutásával előálló expozíciók veszélyével.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a dolgozat lektorainak, GÁLNÉ SÓLYMOS Kamillának és FÜGEDI Ubulnak.

Irodalom – References

10/2000. (VI. 2.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelete

8/1997. (II. 7.) KTM-NM-FM együttes rendelet a helyi talajszennyezettségi határérték megállapítására

ANDÓ, J. 1995: A Metallochemia gyártelep és környéke hulladékainak, valamint a szennyezett talaj kiegészítő környezeti minősítő, illetve környezettechnológiai alapozó vizsgálata. – Kézirat, 101 p.

FTI (Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat Mérnökgeológiai Iroda) 1978: Budapest építésföldtani térképsorozata, 23. Nagytétény – térképmagyarázó – Kézirat, 60 p.

FTV (Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat Építőipari Korrózióvédelmi és Vegyészeti Iroda) 1984a: Budapest, XXII. ker. Metalloglobus Metallochemia gyáregység területének környezetföldtani vizsgálata. Hidrogeológiai Szakvélemény. – Kézirat, TSz.: 83/1506-361., 7 p.

FTV (Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat Építőipari Korrózióvédelmi és Vegyészeti Iroda) 1984b: Szakvélemény a Budapest, XXII. ker. Metalloglobus, Metallochemia gyáregység területének környezetföldtani vizsgálatához kapcsolódó vízkémiai és toxikológiai vizsgálatról. – Kézirat, TSz.: 83/1506-431., 16 p.

FTV (Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat Építőipari Korrózióvédelmi és Vegyészeti Iroda) 1986a: Budapest, XXII. ker. Metalloglobus Metallochemia gyáregység környékének kiegészítő hidrogeológiai szakvéleménye. – Kézirat, TSz.: 85/872-A-212., 5 p.

FTV (Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat Építőipari Korrózióvédelmi és Vegyészeti Iroda) 1986b: Szakvélemény a Bp. XXII. Metalloglobus Metallochemia Gyáregysége talajvizének vízkémiai vizsgálatáról. – Kézirat, TSz.: 85/872-431., 10 p.

FTV (Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat Építőipari Korrózióvédelmi és Vegyészeti Iroda) 1989: Szakvélemény a Bp. XXII. Metalloglobus Metallochemia Gyáregysége talajvizének vízkémiai vizsgálatáról. – Kézirat, TSz.: 89/929-43., 10 p.

GREENTECH KFT. 1993: Metallochemia gyártelep (1225 Budapest, Harangozó u. 2.) környezetének rehabilitációs engedélyezési terve. Munkaközi terv. I.A., II.A, II.B. – Kézirat, 280 p.

GREENTECH KFT. 1994: Metalloglobus Fémipari és Termelőeszköz Kereskedelmi Rt. Metallochemia Gyáregység, 1225 Budapest, XXII. Harangozó utca 2. szám alatti telephelyének környezeti rehabilitációja. Környezeti károk rendezésének elvi építési engedélyezési terve. – Kézirat, 75 p.

HORVÁTH A., BOZSAI G., SZABADOS, M., KÁROLYI E. & SZABÓ M. 1980: A talaj nehézfém-szennyezettségének vizsgálata ólomkohó környezetében. – *Magyar Kémikusok Lapja* **35**, 135–140.

HORVÁTH, ZS., JANSEN, G. P. & DE RUIJTER, T. F. 1994: Talaj- és talajvízszennyezés vizsgálat a nagytétényi Metallochemia gyár területén és környezetében. – *Hidrológiai Közlöny* **74**/2, 81–83.

INTRON-BODEMTECH 1991a: Results of the second stage of the determinative soil investigation at the Metatallochemia-site and its surroundings, Budapest, Hungary. – Kézirat, 180 p.

INTRON-BODEMTECH 1991b: Results of the deteiminative soil investigation at Metallochemia and its surroundings, Budapest, Hungary. – Kézirat, 180 p.

KVI (Környezetvédelmi Intézet) 1986: A Metallochemia üzem környezeti hatásának vizsgálata. – Kézirat, 32 p.

PÉCSI M. & SZILÁRD J. 1986: Budapest építésföldtani térképsorozata. – MÁFI kiadvány

OKI (Országos „Johan Béla" Közegészségügyi Intézet) 1990: Szakvélemény a Metalloglobus Metallochemia üzem környéki talajának fémszennyezettségéről. – Kézirat, 35 p.

REPÉT KFT. 1999: Budapest XXII. ker. Nagytétény Metallochemia telephely és környéke Környezetvédelmi Kárelhárítási Terv; Megvalósíthatósági Tanulmány. – Kézirat, 214 p.

REPÉT KFT. 2001: Budapest, XXII. kerület, Metallochemia telephelyet környező területek részletes tényfeltárási záródokumentációja. – Kézirat, 157 p.

SZENTIRMAY, I. 1978: Budapest építésföldtani térképsorozata, 23. Nagytétény nevű 1:10 000-es méretarányú földtani térkép változatok magyarázó szövege és földtani észlelési leírása I. és II. rész. – Kézirat, ELTE, 102 p.

WEIN Gy. 1977: A Budai-hegység tektonikája – MÁFI kiadványa, 77 p.

Kézirat beérkezett: 2004. 06. 25.

Földtani Közlöny 135/1, 113–118. (2005) Budapest

A Földtani Intézet tevékenysége és eredményei 1869 és 1900 között

Activity and results of the Geological Institute of Hungary in the period 1869–1900

BREZSNYÁNSZKY Károly[1]

(1 ábra)

Tárgyszavak: földtani intézet, alapítás, székház, térképezés, gyűjtemények
Keywords: geological institute, foundation, headquarters, mapping, collections

Abstract

In the more than 130 year history of the Geological Institute of Hungary the construction of its headquarters its home still today was an outstanding event. During the celebration of the building's 100th anniversary the foundation of the Institute, the first 30 years of its activities and the most important results were commemorated.

The early history of one of the oldest geological institutes of Europe in the socio-economic framework of the 19th century conveys a message still up to date. Therefore it merits publication.

We can trace the most important results achieved by the Institute during its activities including first of all geological mapping, scientific and applied research, publication of its scientific results and establishment of collections. The first 30 years of the Institute can be regarded as a heroic era. Amid difficulties but achieving some spectacular results our predecessors laid the foundation of our existence and established the harmony of scientific investigations and applied research.

Összefoglalás

A Földtani Intézet több mint 130 éves történetében meghatározó jelentőségű esemény volt az Intézetnek mai napig otthont adó Stefánia úti székház felépítése. Az épület fennállásának 100. évfordulóján rendezett ünnepségen hangzott el az Intézet alapítására, első 30 évének tevékenységére, legfontosabb eredményeire utaló visszaemlékezés.

Európa egyik legrégebbi földtani intézetének a 19. század társadalmi-gazdasági környezetébe helyezett korai története a mai napig érvényes mondanivalót hordoz, így érdemesnek tartottuk közreadását.

Nyomon követhetjük az Intézet legfontosabb tevékenységei, elsősorban a térképezés, tudományos és gyakorlati kutatás, a kutatási eredmények közreadása, gyűjteményeinek felállítása terén elért eredményeit. Hősi korszak volt a Földtani Intézet működésének első harminc éve. Nehézségek közepette, néhány látványos sikert is elérve rakták le eleink mai létünk alapjait, teremtették meg a tudományos kutatás és a gyakorlati tevékenység harmóniáját.

A geológia, a Föld felépítésének és történetének tudománya, a fiatal tudományágak körébe tartozik. A 18. század második felében a bányászati ismeretekből fejlődött ki és a 19. század elején alakulnak ki azok az önálló diszciplínák, mint a sztratigráfia vagy rétegtan, a paleontológia vagy őslénytan, a történeti földtan, amik együttesen alkotják a korszerű geológia alapjait. A világtörténelemben ez az időszak a felvilágosodás, a polgári állam megteremtésének a

[1]Magyar Állami Földtani Intézet H–1143 Budapest, Stefánia út 14.

kora, aminek mozgatórugója térségünkben a napóleoni háborúk gazdasági konjunktúrája volt, ami az ország nyersanyagai iránti itthoni és külföldi kereslet növekedését eredményezte.

A polgárosodás és a gazdasági fellendülés teremtette körülmények vezettek el a nemzetté válás az állami, nemzeti önállóság iránti igény megerősödéséhez, ezzel együtt a nemzeti tudományosság fejlődéséhez. Erről így ír Farkas Róbert, Intézetünk „tisztviselője" egykori könyvtárosa: „A népek történetének s a társadalom-tudománynak adataiból vont következtetések kiáltó szavakban hirdetik, hogy nemzetek fennmaradásának s jólétének kirekesztő föltételei és biztosítékai egyáltalában a tudománynak, de főként a természettudományoknak lelkes művelésében s terjesztésében keresendők." (FARKAS 1881., 3. oldal). A reformkortól sorra alakulnak a tudományos társaságok, 1841-ben kezdik meg vándorgyűléseik sorát a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók, ugyanebben az évben alakul meg a Királyi Magyar Természettudományi Társulat, 1848-ban pedig a Magyarhoni Földtani Társulat, betöltve a szakmai értelmiség összefogásának és a tudomány népszerűsítésének fontos feladatát.

A szabadságharc bukása visszavetette, a kiegyezés ismét előtérbe hozta a nemzeti tudományok fejlődését, közte a geológiát is, mely természeténél fogva az egyik nemzeti kincs, a haza földterületének tanulmányozására hivatott. Hiányzott azonban a megfelelő nemzeti intézmény. Létrehozása annál is inkább sürgető volt, mert az 1849-ben alapított bécsi földtani intézet előrehaladott kutatásokat végzett az ország északi, kárpáti területein. GOROVE István, az akkori földmívelés-ipar- és kereskedelemügyi miniszter felismerve a nemzeti intézmény létrehozásának szükségességét, 1868-ban a Magyar Királyi Földtani Osztály, 1869-ben pedig a Magyar Királyi Földtani Intézet felállítását kezdeményezte, mely uralkodói jóváhagyással még ebben az évben meg is alakult (FÜLÖP 1961; FÜLÖP & TASNÁDI KUBACSKA 1969; HÁLA 1994).

GOROVE István a Magyarhoni Földtani Társulathoz 1868. január 16-án írt levelében így indokolta kezdeményezését: „Az ország részletes földtani ismeretének nemcsak a tudomány érdekében, de különösen közgazdasági szempontból is nagy fontosságot tulajdonítok. Ez érdekeltségnél fogva kötelességemnek tartom a földtani felvételek és kutatások lehető előmozdítását a végre, hogy az ország az elérendő tudományos eredményeknek értékesítésében mielőbb részesülhessen."

Ezek a gondolatok tükröződnek az Intézet alapító okiratában, az abban megfogalmazott fő feladatokban is, melyek az Intézet egész története során bővültek, de lényegüket tekintve változatlanok maradtak:

1. Az ország területének földtani vizsgálata és a vizsgálatok eredményeinek közreadása.
2. Áttekintő és részletes földtani térképek készítése és kiadása.
3. Az ország földtani felépítését szemléltető gyűjtemények felállítása.
4. Gyakorlati célú laboratóriumi vizsgálatok végzése.

Mielőtt azt elemeznénk, hogy milyen eredményei születtek az Intézet működésének 1900-ig, a Székház elkészültének időpontjáig terjedő alig több mint 30 éve alatt, említést kell tennünk a működés feltételeiről is.

Erre az időszakra rányomta bélyegét az első két igazgató élesen különböző egyénisége. A sziléziai Maximilian von HANTKEN-ből jó magyar HANTKEN Miksává

lett első igazgató (1869–1882) figyelme a földtani térképezés mellett, előéletének megfelelően, főként a kőszénkutatásra és -bányászatra irányult. Kitűnő, a kollegialitáson túl valóban baráti kapcsolatban állt a bécsi K.u.k. Geologische Reichsanstalt, a Cs. és kir. Birodalmi Földtani Intézet vezetőivel (DUDICH 1999). (Erre az indulás éveiben igen nagy szükség is volt.) Egyénisége azonban csak akkor érvényesült igazán, amikor 1882-ben a budapesti Egyetem első őslénytan-professzora lett, foraminifera-tanulmányaival vált méltán világhírűvé.

BÖCKH János a második igazgató (1882–1909), amellett, hogy kitűnő kutató geológus volt, és a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagja, rendkívül energikus (irigyei szerint erőszakos), nagy távlatokban gondolkodó, kiváló szervező és ügyes „pénzszerző" is volt. 1894-ben, SZABÓ József halála után ő lett a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke is. Később még államtitkár is lett, és jelentékeny szellemi és anyagi hatalommal rendelkezett. Törekedett a bécsi Intézettől való tényleges függetlenedésre, ami természetesen nem ment súrlódások nélkül. E politika fontos eleme volt a hosszú időre bővülési-fejlődési lehetőséget biztosító, építészetileg is kifejezetten nemzeti jellegű Székház építtetése is.

Az Intézet létszáma 1869-ben, megalakulásakor, alig néhány fő volt, köztük 4 geológus, beleértve az igazgató HANTKEN Miksát is, 2 gyakornok, és 2 fő az Intézettel csak megbízásos viszonyban álló erdélyi kültag. A személyzethez tartozott egy írnok és egy szolga. A szakemberek száma 1882-ig nem változott, utána lassan emelkedett. 1900-ban, az új Székházba költözéskor a teljes létszám 31 fő volt, ebből 17 geológus, 2 vegyész, 1 térképész és 11 fő segédszemélyzet.

A működéshez szükséges állami költségvetési támogatás 1882-ig nem haladta meg az évi 28 300 Ft-ot, ami szűkös ellátást biztosított. Utána emelkedett ugyan, de BÖCKH János igazgató szerint „....e fejlesztési folyamat a fennállási idő mentében nem egyformán mutatkozik,....úgy mint egyebütt itt is e tünemény szoros összefüggésben áll hazánk pénzbeli viszonyainak mikénti fordultával..." (BÖCKH & SZONTAGH 1896, 15. old.). Megnyugtató megoldás 1895 után, legalábbis átmeneti időre, DARÁNYI Ignác minisztersége alatt következett be.

A működés feltételének további lényeges eleme az intézmény elhelyezése, mely kezdettől fogva ideiglenesnek tekinthetően, a tevékenység jellegének nem megfelelő módon történt meg. Az egyre növekvő méretű gyűjteményt, könyvtárat, laboratóriumot működtető Intézet a mostani Székházba való beköltözéséig egymást követően öt különböző épületben, főleg bérházakban volt elhelyezve, ami lényegesen korlátozta tevékenységét, gátolta fejlesztését. 1895-ben a felügyeletet gyakorló földmívelésügyi tárca vezetésében váltás történt, és ez után merült fel először a lehetősége, hogy a Földtani Intézet elhelyezésére egy külön, céliirányos épületet emelnek. BÖCKH János igazgatónak több éves fáradságos munkával sikerült elnyernie mind a kormány, mind a mecénás megfelelő anyagi támogatását, megszerezni a fővárosi ingyenes építkezési telket, pályázat keretében elkészíttetni a neki tetsző építészeti tervet, és megtalálni a megfelelő kivitelezőt.

Az eredmény, a határidőre, költségkereten belül elkészült a még ma 100 évesen is funkcionális Székház, mely BÖCKH János szavai szerint: "... a hazai geologiai kutatás javára a ....földtani intézet...otthonát képezi." (BÖCKH & SZONTAGH 1900, 24. old.).

Az Intézet működésének első 30 éve hazánkban egybeesett az ipari forradalommal együttjáró új gazdálkodási rend kialakulásával, az eredeti tőkefelhalmozás kezdeteivel.

Az iparosodás, a közlekedés, az erdő és vízgazdálkodás modernizálása új kőszén- és érctelepek felkutatását, építő- és díszítőkő lelőhelyek biztosítását, magasabb szintű ivó-, ipari-, és gyógyvízellátást igényelt. Az Intézet tevékenysége főleg a szakvélemények adásában követte és részben ki is elégítette ezeket a társadalmi igényeket.

Az Intézet korábban ismertetett feladatai közül legfontosabb az ország területének földtani vizsgálata volt, melybe beletartozik az említett, térben és időben sporadikus szakvélemény-készítés, a közvetlen gyakorlati célú kutatás is, de legfontosabb módszere a rendszeres, meghatározott méretarányú térképlaponkénti földtani térképezés. Az országos földtani térképezés már 1868-ban elkezdődött, célja a bécsi geológusok 1869-ben befejezett, s a Győr–Visegrád–Bükk vonaláig terjedő kárpáti térképeihez való csatlakozás volt. Az ezután következő években folytatódott, majd 1877-ben be is fejeződött a Dunántúlnak a Dráva vonaláig terjedő térképezése. Az eredményeket 1:144 000 méretarányú, kézzel színezett térképlapokon tették közzé, a legfontosabb rétegtani, őslénytani eredmények a Földtani Intézet Évkönyveiben jelentek meg.

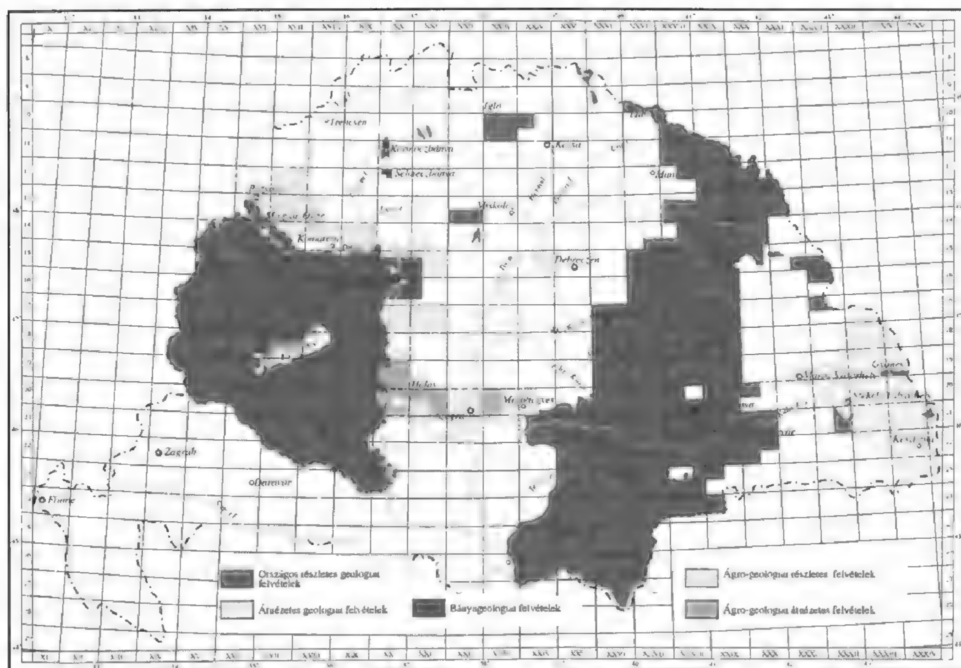
A Dunántúl térképezésének befejezése után sor került a magyarországi–erdélyi határhegység részletes földtani térképezésére, majd 1877–1899 között a közigazgatásilag újonnan a vármegyékbe olvasztott Krassó-szörényi határőrvidék és szomszédos területeinek felvételezésére.

Az egyes nyersanyag előfordulások környékén végzett bányaföldtani, és az 1892-től, a nagy filoxéra járványt követően, az alföldi területeken folytatott agrogeológiai felvételek volumene, a rendszeres, térképlaponkénti hegyvidéki térképezéssel együtt, 30 év alatt meghaladta az akkori országterület egyharmadát, a mai országterület egészét. (*1. ábra*).

A Földtani Intézet a szorosan vett tudományos munkássága mellett a gyakorlati élet követelményeinek megfelelő tevékenységet is kifejtett. A korábban már említetteken túlmenően megemlítendők a HANTKEN Miksa által készített, az ország szénterületeinek részletes leírását tartalmazó monográfiája. Szélesedett az Intézet tevékenységi köre, mikor az 1885. évi vízjogi törvény hatósági jogkörrel ruházta fel az Intézetet és kötelezővé tette szakvéleményének kikérését vízkutatási kérdésekben. A benzinmotorok robbanásszerű fejlődése a század utolsó évtizedében – egyelőre eredménytelen – szénhidrogén-kutatási megbízást hozott az Intézetnek. Az ipari nyersanyagok kutatása és elemzése terén a laboratórium 1883-ban történő létrehozása jelentett előrelépést.

Az Intézet tudományos munkásságának eredményeit kiadványokban tette közzé. Erre az időszakra esett máig létező folyóiratainak létrehozása. 1871-ben jelent meg az Évkönyv, mely önálló, nagyobb munkákat közöl, 1882-ben pedig az Évi Jelentés, mely rövidebb tanulmányok mellett az Intézet működésének összes mozzanatára kiterjed. A sorozatba nem foglalható első alkalmi kiadványok is az időszak végén jelentek meg. A kezdetben 1:144 000-es később 1:75 000-es méretarányban közreadott térképek mellett, 1896-ban megjelent az akkori Magyar-

A Magyar Királyi Földtani Intézet geológiai felvételeinek állása 1909-ben



1. ábra. A Magyar Királyi Földtani Intézet geológiai felvételeinek állása 1909-ben, BÖCKH János igazgatóságának végén

Fig. 1 State of the art of geological mapping in the Geological Institute of Hungary in 1909, at the end of directorate of János BOCKH

ország átnézetes földtani térképe a Földtani Társulat kiadásában. A térképet majdnem kizárólag az Intézet geológusai szerkesztették.

Mind a tudományág, mind az Intézet tevékenységének népszerűsítésében jelentős szerepet játszottak azok a hazai és külföldi kiállítások és kongresszusok, amelyeken képviseltette magát az Intézet. Több alkalommal elismerésben is részesült, a kiállított térképeket az 1873. évi bécsi köztárlaton a haladási éremmel, 1875-ben a párizsi nemzetközi földrajzi kongresszuson első osztályú éremmel, az 1878. és az 1900. évi párizsi világkiállításon nagydíjjal tüntették ki.

Az Intézet fejlődésének a térképezés mellett leglátványosabb példája gyűjteményeinek gyarapodása. A könyv- és térképtárának megalapítása 1868-ra esik, megelőzve az Intézet létrejöttét. Úgyszólván a semmiből teremtették meg azokat. Mint BÖCKH János írja, ekkoriban az összes szakkönyv elfért a Nemzeti Múzeumtól kölcsönvett keskeny, ócska szekrényben. Az új székházba költözéskor a szakkönyvtár már 16 211 kötet könyvet és 4016 különféle térképet tartalmazott.

A Földtani Intézet Múzeumának gyűjteményét elsősorban a geológusok gyarapították a földtani felvételek alatt begyűjtött kőzet-, ásvány- és őslénytani anyagokkal. Főleg azok a minták kerültek ide, amit a szakemberek már meghatároztak. Ezek közül különösen az őslénytani anyag volt becses. A hazai gyűjtéseken kívül számos külföldi gerinctelen és gerinces maradvány is került az Intézet Múzeumába, részint SEMSEY Andor támogatásával történt vásárlás, részint

pedig ajándékozás révén. Így került 1882-ben birtokunkba a ma is keresett COQUAND-féle őslénytani gyűjtemény. Jelentős volt az ércbányászattal kapcsolatos ásvány és kőzettani, valamint a gyakorlati célokra felhasználható anyagok (építőkövek, agyagok, kőszenek, tőzegek stb.) gyűjteménye. A készletéből minden évben több iskolának állítottak össze oktatási célokat szolgáló gyűjteményt, ezzel is teljesítve az Intézet közszolgálati feladatait.

A gyűjtemények bemutatása, a nagyközönség által látogatható kiállítás létrehozása csak az új székházba való költözéssel oldódott meg, és ezzel teljesült az Alapító okiratban foglalt egyik alapvető feladat.

Hősi korszak volt a Földtani Intézet működésének első harminc éve. Nehézségek közepette, néhány látványos sikert is elérve rakták le eleink mai létünk alapjait, teremtették meg a tudományos kutatás és a gyakorlati tevékenység harmóniáját. Ezzel, a BÖCKH János által gyönyörűen megfogalmazott, ma is érvényes gondolattal zárom a visszaemlékezést: „A magyar kir. földtani intézet működése, mint az előbbiekből is látható, két irányú. Mint a földtani intézetek egyáltalán, úgy ez is hivatva van úgy a tiszta tudományt, de más részt a gyakorlati élet követelményeit is kielégíteni. Nem épen könnyű feladat ez, s azért igen éber szem szükséges, hogy mind a két irányban a helyes mérték betartassék, mert a hol a mindennapi élet rendesen hangosabb követelményei túlságosan előtérbe jutnak, ott a tudományos működés háttérbe jutásával el vész egyszersmind az éltető erő, az egyedül sikert biztosító alap is." (BÖCKH & SZONTAGH 1900, 39. old.).

Irodalom – References

BÖCKH J. & SZONTAGH T. (szerk.) 1896: A Magyar Királyi Földtani Intézet és ennek kiállitási tárgyai. Az 1896. évi ezredéves országos kiállitás alkalmából. – Budapest, 114 p.

BÖCKH J. & SZONTAGH T. 1900: A Magyar Királyi Földtani Intézet. – Budapest, 66 p.

DUDICH, E. 1999: Die Bezichungen zwischen der k.k. Geologischen Reichsanstalt in Wien und der Ungarischen Geologie von 1867 bis 1918. – Abh.d. GBA 56/1, 61–68, Wien/Bécs.

FARKAS R. 1881: A Magyar Királyi Földtani Intézet. Vázlatos ismertetés. – Budapest, 15 p.

FÜLÖP J. 1961: A Magyar Állami Földtani Intézet kilenc évtizede. – *A MÁFI Évkönyve* **49/1**, 11–23.

FÜLÖP J. & TASNÁDI KUBACSKA A. (szerk.) 1969: 100 éves a Magyar Állami Földtani Intézet. – Budapest, 274 p.

HÁLA J. (szerk.) 1994: 125 éves a Magyar Állami Földtani Intézet. – Budapest, 180 p.

Kézirat beérkezett: 2004. 05. 25.

Földtani Közlöny 135/1, 119 120. (2005) Budapest

Tanulmányok Erdély földtanából

Studies on the Geology of Transylvania
Studii despre geologia Transilvaniei

Előszó

Kedves Olvasó!

Az EMT (Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság) Bányász-kohász-földtani Szakosztálya és a Magyarhoni Földtani Társulat 2002. február 16-án műszaki-tudományos Együttműködési Megállapodást kötött Kolozsvárott. Ennek keretében a MFT elnöksége az alulírott előterjesztése alapján 2003. október 2-án úgy határozott, hogy a 2004. évben kész a Földtani Közlöny egy külön számát szentelni a Székelyföld geológiájából egyes témákat bemutató cikk-gyüjteménynek.

Ezt az ajánlatot az V. Székelyföldi Geológustalálkozó résztvevői 2003. október 18-án, Sepsiszentgyörgyön elfogadták. Felelős összekötőül WANEK Ferencet (Sapientia Tudományegyetem, Kolozsvár) jelölték meg. A MFT részéről az összekötő UNGER Zoltán (Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest).

Időközben kiderült, hogy a vártnál nehezebben áll össze egy füzetnyi tanulmány. Ezért a MFT Elnöksége azt találta legcélszerűbbnek, hogy a különszám helyett a Földtani Közlönyben létesüljön egy ideiglenes rovat, amelynek keretében addig jelenhetnének meg a térségből cikkek, ameddig a tisztelt szerzők folyamatosan ellátják a Földtani Közlönyt tanulmányaikkal. Ugyanakkor az Elnökség, erdélyi partnereinek egyetértése reményében, javasolta, hogy a rovat címében is jusson kifejezésre: a tág értelemben vett Erdély egész területéről szívesen fogadunk érdemi, lehetőleg friss információt tartalmazó írásokat.

A Földtani Közlöny céljai között mindig is szerepelt a Kárpát-medencével foglalkozó munkák közreadása. Ezért természetes, hogy ebből a térségből származó cikkeket az ideiglenes rovat megszűnése után is szívesen fogad. Elképzelhető, hogy később a Kárpát-medence más, magyarok által is lakott területéről hasonló rovat legyen a Földtani Közlönyben.

Miért is fogadta jó szívvel és örömmel a MFT Elnöksége (majd Választmánya is) ezt a kezdeményezést? Minden geológus számára nyilvánvaló: a mai Magyarország földtani felépítése a Kárpát-medence és környezete geológiájának legalább áttekintő, de korszerű adatokra épülő ismerete nélkül megfejthetetlen és főként megérthetetlen. Alapvető érdeke tehát a hazában dolgozó minden szakembernek, hogy korszerű ismereteket szerezzen róla, még ha ezt nem is érzi minden pillanatban fontosnak. Ezek a tanulmányok alkalmat adnak arra is, hogy az egyes települések és más földrajzi objektumok magyar nevét is (újra) megtanuljuk, nem felejtve, hogy román megnevezésük egyidejű fontosságát. Talán még fontosabb, hogy az egyes szerkezeti és rétegtani (főként litosztratigráfiai) egységek magyar megnevezését is megismerhetjük, ha van ilyen.

Fenntartjuk az eredeti elgondolásból azt, hogy a cikkek címe, tárgyszavai, összefoglalása és ábra-magyarázatai három nyelven készüljenek el (magyarul, angolul és románul), valamint annak kívánatos voltát, hogy a szerzők között román kollégák is szerepeljenek, akár társszerzőként, akár önálló dolgozattal.

A fenti előzmények után indítjuk útjára a „Tanulmányok Erdély földtanából" c. cikksorozatot, megköszönve mindazok fáradozását, akik ezt lehetővé tették, segítették és közreműködtek benne.

Szívből reméljük, hogy ez a cikksorozat hatékonyan hozzájárul e földtanilag európai távlatban is rendkívül érdekes régió együttes munkával való rendszeres leírásához és nemzetközi bemutatásához.

Jó szerencsét!

DUDICH Endre
a MFT társelnöke

Földtani Közlöny 135/1, 121–143. (2005) Budapest

A Ditrói alkáli masszívum granitoid kőzeteinek petrogenezise

Petrogenesis of granitoid rocks of the Ditrau Alkaline Massif (Transylvania, Romania)

KOVÁCS Gábor[1] – PÁL-MOLNÁR Elemér[1]

(14 ábra, 3 táblázat)

Tárgyszavak: A-típusú gránit, lemezen belüli gránit (WPG), geokémia, cirkonmorfológia, Ditrói alkáli masszívum, Románia

Keywords: A-type granite, Within-Plate granite, geochemistry, zircon morphology, Ditrau Alkaline Massif, Romania

Cuvinte cheie: granite de tip A, granite de tip intraplaca, geochimie, morfologia zirconului, Masivul Alcalin de la Ditrau, România

Abstract

Re-examination of a part of the Ditrau Alkaline Massif [DAM], identified earlier as granite, has revealed that it has a complex petrography, containing monzonites, syenites and granites. These rocks are mostly peraluminous and moderately to highly fractionated. The most fractionated are the oversaturated rocks (granites) representing the subalkaline branch of the magmatic evolutionary trend, while alkaline branch contains quartz-monzonites, quartz-syenites, syenites and probably nepheline syenites. Monzonites mean transition to mafic rocks and ultramafic rocks which may indicate the primary magma composition. According to the discrimination diagrams, Ditrau granites are A1-type and within-plate granites. K/Ar ages obtained from amphibole and biotite vary between 217.6±8.3 and 196.3±7.4 Ma, which fall close to the age of nepheline syenites (216.0±8.1 Ma) and hornblendites (226.0±9.6 Ma) from the rocks of the massif which also support the coeval relations between them. On the bases of the geochemical character of the samples, these rocks belong to the fractionated part of the magmatic evolutionary suites in the DAM. Occurrence of characteristic accessory minerals, zircon morphology and data from geochemistry suggest a mantle derived parental magma from which the series of derivates were formed by fractionation, differentiation and contamination processes in the upper crust in an extensional, within-plate tectonic setting.

Összefoglalás

A Ditrói alkáli masszívum [DAM] Orotva-pataktól É-ra, ÉK-re elterülő részét a korábbiakban egységes gránittestként kezelte a szakirodalom. Petrográfiai, valamint modális elemzések alapján a kutatott területen hat kőzettípust (szieno- és monzogránit, kvarcszienit, szienit; kvarcmonzonit, monzonit) tudtunk elkülöníteni. Ahogy petrográfiai, úgy a vizsgált kőzetek geokémiai jellege is eltérő. A DAM vizsgált részében a legkevésbé frakcionált az alkáli kvarcmonzonit, kvarcszienit, a legdifferenciáltabb a szubalkáli szienogránit. A jól kutatott alkáli masszívumok (pl. Grönland, Nigéria) magmafejlődése alapján, egy köpeny eredetű bazaltos kiindulási anyag termális szétkülönülése eredményeként frakcionálódik, és a differenciátumok a trachit szintben szétválva kialakítanak egy fonolitos, illetve egy riolitos végtermékkel jellemezhető fejlődési ágat. A geokémiai vizsgálatok szerint a jelen kőzetkémiai rendszerben a monzonit átmenetet képez a mafikus és ultramafikus, összetételben a köpeny eredetű szülőmagmához közel álló kőzetek irányába, míg a (nefelin)szienit és granitoidok a kettéváló fejlődési ágak differenciátumai. A vizsgált kőzetek lemezen belüli, A-típusú, anorogén granitoidok. A DAM gránitjainak mafikus elegyrészein (amfibol, biotit) mért K/Ar-

[1]SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H-6721 Szeged, Egyetem u. 2-6.
kovacsg@geo.u-szeged.hu, palm@geo.u-szeged.hu,

koradatok 217,6±8,3 és 196,3±7,4 millió év között változnak. Ezek a koradatok jó egyezést mutatnak a hornblenditek 237±9,1 és a nefelinszienitek 216±8,1 millió éves koradataival, ami a fenti modellt igazolja.

A vizsgált granitoid kőzetek a cirkonmorfológiai, a geokémiai, valamint a koradatok alapján egy magmafejlődési eseményhez köthetők, azaz komagmásak és kogenetikusak. A1-típusú köpeny eredetű gránitnak minősülnek, melyek extenziós, lemezen belül (WPG), riftesedő kontinentális környezetben keletkeztek.

Abstract

Prin reexaminarea partii estice si nord-estice a Masivului Alcalin de la Ditrau (MAD), tratat pâna acum ca un corp granitic omogen, s-a evidentiat complexitatea petrografica a acestuia, constituit din: monzonite, sienite si granite. Aceste roci au caracter peraluminos si sunt bine fractionate. Cele mai fractionate sunt rocile ultrasaturate (granitele), reprezentând o serie subalcalina al trendului evolutionar magmatic, în timp ce seriile alcaline contin: cuarto-monzonite, cuarto-sienite, sienite si probabil sienite nefelinice. Monzonitele caracterizeaza tranzitia spre rocile mafice si ultramafice, care indica compozitia magmatica primara. Dupa diagramele discriminative granitele de la Ditrau sunt de tip A1 si intraplaca. Vârstele de K/Ar obtinute din amfiboli si biotite varieaza între 217,6±8,3 si 196,3±7,4 Ma, care sunt aproape de vârsta sienitelor nefelinice (216, ±8,1 Ma) si a hornblenditelor (226,0±9,6 Ma). Dupa caracterul geochimic rocile analizate apartin partii fractionate a seriei de evolutie magmatica din MAD. Mineralele accesorice, morfologia zirconului si datele geochimice pentru aceste roci sugereaza o origine derivata din magma primara mantelica, care s-a format prin fractionare, diferentiere si contaminare în crusta superioara într-o zona tectonica extensionala de intraplaca.

Bevezetés, előzmények

A Ditrói alkáli masszívum [DAM] első, 1833-as irodalmi említése óta (LILIENBACH 1833) az európai geológusok, petrográfusok érdeklődésének középpontjában áll. Az elmúlt több mint másfél évszázad kutatásait olyan geológusok neve fémjelzi, mint HERBICH (1871, 1878), FELLNER (1867), KOCH (1879), MAURITZ (1909, 1925), FÖLDVÁRI (1946), STRECKEISEN (1935, 1938, 1952, 1954), CORDACEA et al. (1957), ANASTASIU & CONSTANTINESCU (1977, 1979, 1980, 1981) és MOROGAN et al. (2000).

A DAM részletes kutatástörténetét, tekintettel a nagy mennyiségű adatra, időszakokra osztva és a kutatási módszerek függvényében, PÁL-MOLNÁR (1994) foglalta össze. Sajnos 1946 és 1992 között a magyar földtani szakirodalomban a masszívummal kapcsolatosan egyetlen tudományos cikk sem látott napvilágot. A továbbiakban az 1994 utáni, a DAM keletkezésével kapcsolatos korszerű és ellenőrizhető módszereken alapuló eredményeket kívánjuk összefoglalni.

1995-ben PÁL-MOLNÁR & ÁRVA-SÓS az addig általánosan elfogadott elméletet, miszerint a DAM a jurában keletkezett (STRECKEISEN & HUNZIKER 1974; JAKAB et al. 1987) átértékelték. Az egyes kőzetek ásványfrakcióinak több mint 30 db K/Ar koradata alapján először sikerült kimutatni, hogy a masszívum kialakulása egy nagyon hosszú, kétfázisú (középső-triász–kora-jura, középső-jura–kora-kréta) magmás folyamat eredménye. Az ultrabázisos kőzetek középső-triász korát 2 db Ar/Ar koradattal kiegészítve DALLMEYER et al. (1997) is megerősítették. KRÄUTNER & BINDEA (1998) pedig újra hangsúlyozták a DAM hosszú, és többfázisú aktivitását.

JAKAB (1998) a DAM keletkezését a következő négy, időben egymást követő eseménnyel magyarázza: 1. az ultrabázisos és bázisos kőzetek kialakulása; 2. általános alkáli metaszomatózis és az alkáli kőzetek kialakulása; 3. a vörös

szienitek intrúziója és a granitoidok kialakulása a kvarc-tartalmú kristályos kőzetek és a szienitek kontaktzónájában; 4. a 2. metaszomatikus fázis folytatása, melyet a nefelinszienit és ritkábban a szienit intrúzió követett. Szerinte az ultrabázisos és bázisos kőzetek két folyamat során jöhettek létre: (1) peridotit típusú ultrabázisos kőzetek intrúziója, mely kőzeteket utólag erős alkáli-metaszomatózis ért, illetve (2) az idős kristályos aljzat vas-magnéziumos metaszomatózisa és ezen kőzetek utólagos alkáli-metaszomatózisa. A szerző a szerkezeti és ásványtani heterogenitásokra, a relikt kristályos szerkezetek jelenlétére, a plagioklászok alacsony anortit tartalmára, valamint a sziderofil elemek szegénységére hivatkozva az utóbbi keletkezési folyamatot valószínűsíti.

2000-ben, egyidőben és egymástól függetlenül (MOROGAN et al. 2000; PÁL-MOLNÁR 2000) két petrogenetikai modell is született. Mindkettőben feltételeznek egy köpeny eredetű kummulátumot. MOROGAN et al. (2000) a DAM kialakulását OIB-jellegű, bazanitos magmából vezetik le, ami gránát-lherzolitos összetételű asztenoszféra kis fokú olvadásából származik. Szerintük a több szakaszban lejátszódó magmaképződési folyamat hosszabb idejű köpenyfeláramlásra utal. A köpeny eredetű bázisos magmák és a kéreg kontaminációja során képződhetett, telített és túltelített magmák későbbi frakcionációval tovább fejlődtek, egészen az alkáligránit megjelenéséig. Három minta főelemeloszlása alapján az alkáligránitot az A-típusba sorolják és feltételezik, hogy ugyanabból az OIB-típusú köpeny eredetű magmából származik, mint a bázisos összletek, nem kizárván a kéreg-asszimilációs folyamatokat sem. A nefelinszienit a masszívum utolsó nagy magmabenyomulási fázisát képviseli, eredete bazanitos szülőmagmára és kismértékű kéregasszimilációra vezethető vissza.

A másik petrogenetikai modell (PÁL-MOLNÁR 2000) szerint a DAM keletkezése aktivizálódott platform területek miaszkitos magmatizmusához kapcsolható (autonom magmás aktivizáció). A hornblendit, nefelinszienit és gránit kogenetikus, komagmás kőzetek. Az ultrabázisos magma fejlődése az SiO_2 és az alkáliák növekedésével a gránit–nefelinszienit végső rendszerben fejeződött be. A hornblendit → nefelinszienit, hornblendit → gránit fejlődés frakcionációs, illetve AFC (frakcionáció + asszimiláció) magmafejlődés. A szienit K/Ar radiometrikus koradatok alapján mind a hornblendithez, mind a nefelinszienithez és gránithoz képest fiatalabb képződmény, mely a hornblendithez, a nefelinszienithez és a gránithoz hasonló nagytektonikai környezetben keletkezett, de valószínűleg az előbbiektől különböző magmaforrásból származik.

A MOROGAN et al.-féle (2000) genetikai modell kevés, de jól választott analitikai eredményekre támaszkodik, viszont kevésbé veszi figyelembe az egyes kőzetek terepi viszonyait. A PÁL-MOLNÁR-féle (2000) modell elsősorban a terepi, szerkezeti, ásványtani, kőzettani és koradatokra támaszkodik, analógiákat keres a kitűnően kutatott alkáli masszívumok fejlődéstörténetével (Monteregion Hills, White Mountains, Gardar provincia). Az elemzések alapját viszont zömében irodalmi adatok képezik.

A fentiekben vázolt elméletek egyértelműen a DAM kőzettani és genetikai komplexitását mutatják. Az általunk használt „granitoid" megnevezés nem minden esetben fedi a kőzettani granitoid nomenklatúrát. A vizsgált területet ez ideig egységesen gránitként kezelte a szakirodalom, így maradtunk mi is az

elnevezésnél, azonban ez a térképeken egységes gránittest (ZÓLYA & ZÓLYA 1985, 1986) többféle felzikus intermedier és SiO_2-ben túltelített kőzettel jellemezhető.

Összefoglalva a granitoidokkal kapcsolatos kutatásokat, három fontosabb keletkezési elmélet említhető meg: (1) a kvarc-tartalmú metamorf kőzetek és a szienitek kontaktzónájának asszimilációs végtermékei, (2) köpeny eredetű ultramafikus kőzetek frakcionációs, vagy (3) kéreg kontaminációs végtermékei.

Munkánk célja a DAM É–ÉK-i részén felszínre bukkanó granitoid kőzetek petrogenetikai értelmezése ásvány-kőzettani, cirkonmorfológiai, geokronológiai és geokémiai adatok alapján.

Földtani háttér

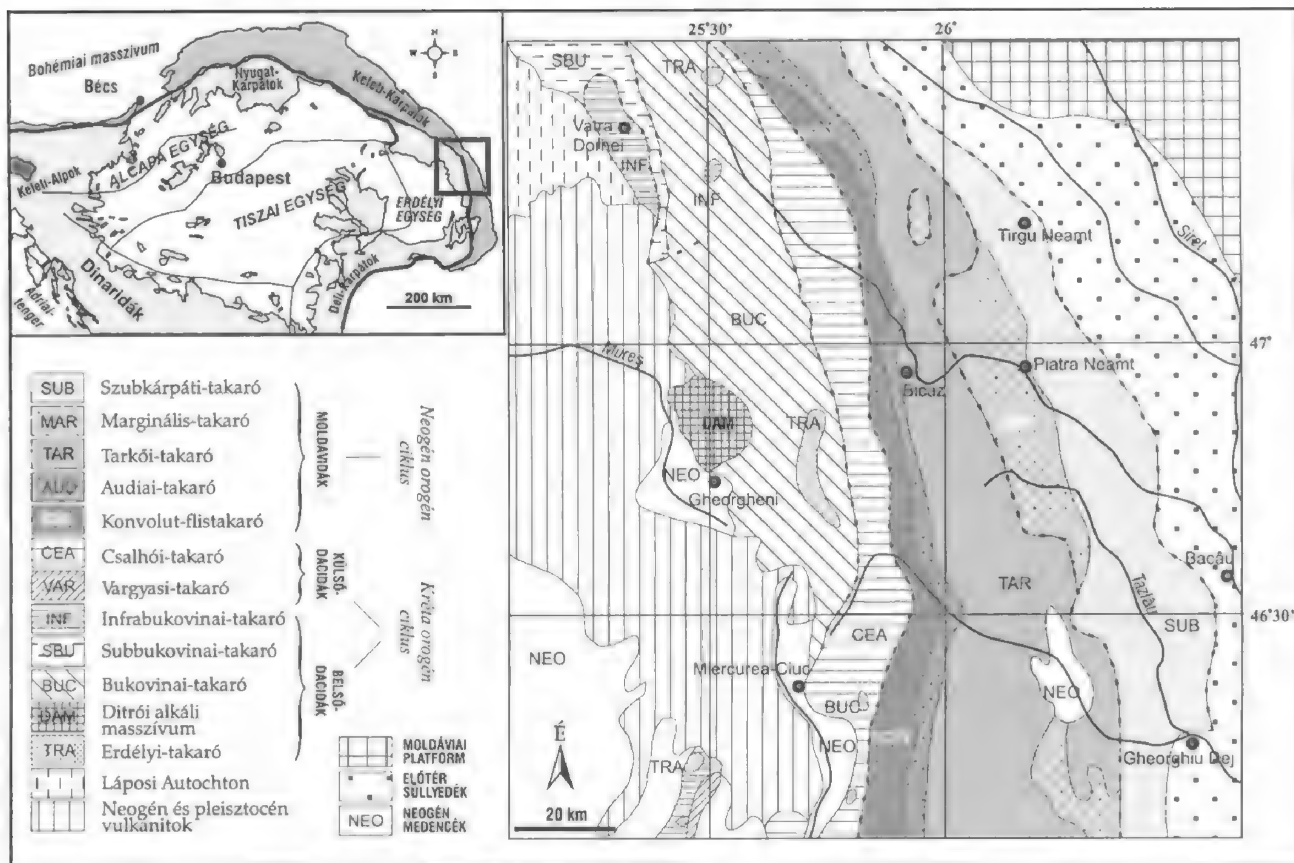
A DAM a Gyergyói-havasok (Muntii Ghiurghiului) D-i, DNy-i részét képezi. Felszínen látható részének átmérője ÉNy–DK irányban 19 km, DNy–ÉK irányban 14 km. Területe, a határzónákkal együtt kb. 225 km^2. A DAM a Kelemen–Görgény–Hargita neogén–kvarter mészalkáli vulkáni övtől K-re, a Bukovinai-takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre. A masszívumot részben a vulkáni ív andezites piroklasztitjai és lávafolyásai, részben a Gyergyói-, és az Orotvai-medencék pliocén–pleisztocén üledékei fedik. Közvetlen kontaktusa üledékes kőzetekkel sehol sem figyelhető meg. Szerkezetileg a Bukovinai-takaróhoz tartozik és annak négy prekambriumi, kora-paleozoos litológiai egységével érintkezik (*1. ábra*). A DAM magmafejlődése a Geta–Bukovinai-mikrolemeznek az eurázsiai szegélytől való leválásához köthető (KRÄUTNER & BINDEA 1998), amely a triászban, a Tethys kinyílásával kezdődött.

Vizsgálati módszerek

A DAM legnagyobb felszíni granitoid kibukkanásából (2. *ábra*) 25 db mintát gyűjtöttünk. A térszínt sűrű fenyőerdő borítja, ezért a mintavétel a patak és útbevágások jól tanulmányozható falfelületein történt. Törekedtünk arra, hogy a minták a lehető legüdébbek legyenek, és kellően reprezentálják az adott feltárásban megjelenő fő kőzettípust.

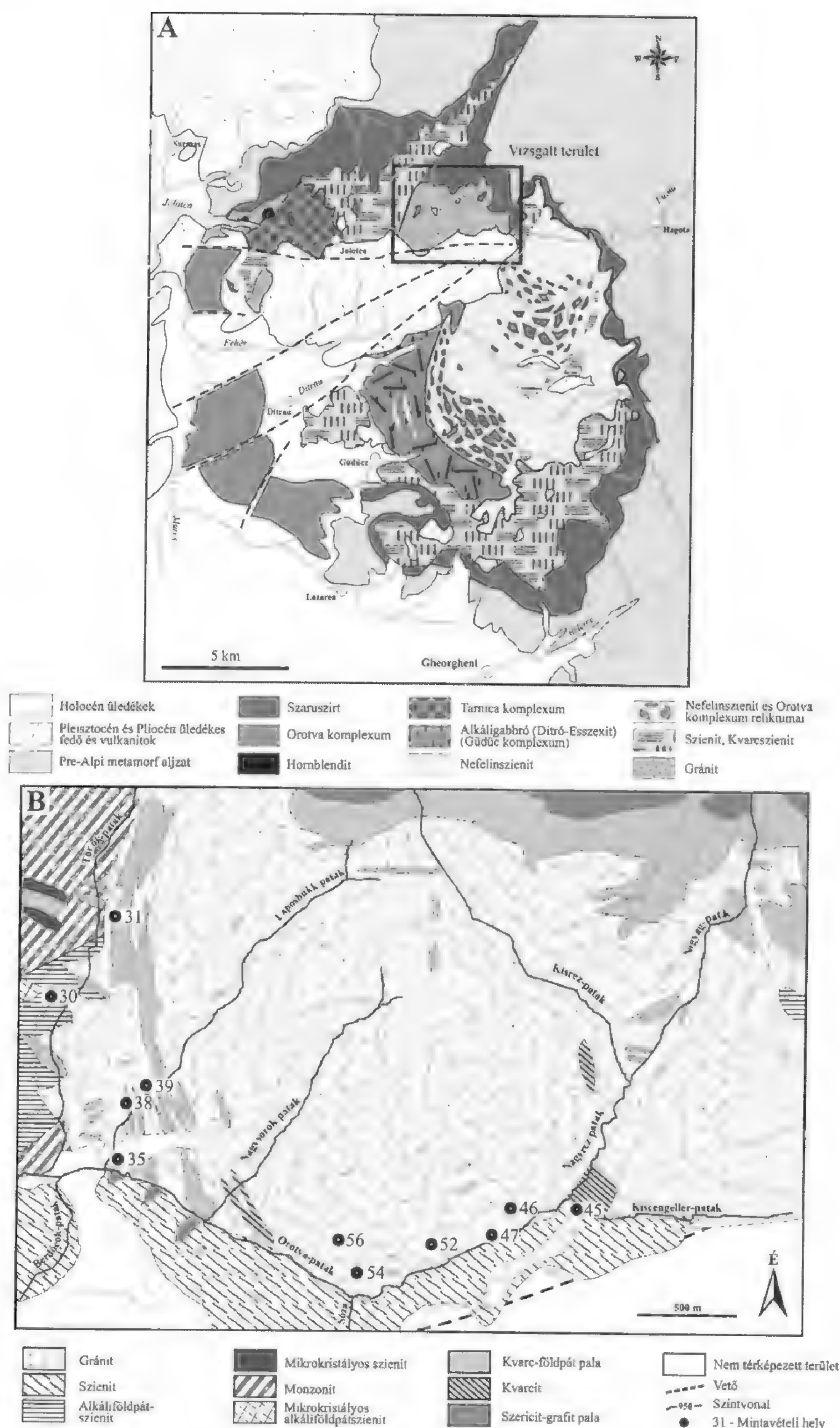
A vékonycsiszolati vizsgálatokat a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén végeztük. Cirkonszeparálás céljából, 800–1000 g kőzetet törtünk meg, melyet nedves szitasoron keresztül három frakcióra választottunk szét. A 0,25–0,063 mm szemcsetartományú frakciót nehézfolyadékos szeparálással (bromoformban) két frakcióra bontottunk. A nehéz frakciót alkohollal átmostuk és megszárítottuk, majd Frantz Isodynamic típusú mágneses szeparátorban 0,2 A áramerősség értékkel növelt lépésekben további ásványfrakciókra bontottunk. Végül a legkevésbé mágneses szeparátumot metilén-jodid oldatban szétválasztottuk, és a leülepedett részben találtunk rá a cirkon szemcsékre.

A geokémiai elemzésekhez, petrográfiai vizsgálatok alapján, a begyűjtött kőzetekből 8 db reprezentatív mintát választottunk ki (*1. és 2. táblázatok*). A modális kimérések alapján (KOVÁCS & PÁL-MOLNÁR 1998) a kiválasztott három



1. ábra. A Keleti-Kárpátok vázlatos szerkezeti térképe és a DAM földrajzi elhelyezkedése (SANDULESCU et al. 1981 után)

Fig. 1 Schematic map of the Eastern Carpathians region after SANDULESCU *et al. (1981)*


A
Vizsgált terület
Joloţca
Fehér
Ditrău
Güdüc
Lazarea
5 km
Gheorghent
Holocén üledékek
Pleisztocén és Pliocén üledékes fedő és vulkanitok
Pre-Alpi metamorf aljzat
Szaruszirt
Orotva komplexum
Hornblendit
Tarnica komplexum
Alkáligabbró (Ditró-Esszexit) (Güdüc komplexum)
Nefelinszienit
Nefelinszienit és Orotva komplexum reliktumai
Szienit, Kvarcszienit
Gránit
B
31
30
39
38
35
46
45
47
56
52
54
Lapoşbükk patak
Kisrez-patak
Nagyvár-patak
Nagyvorok patak
Nagyrez-patak
Kiscengeller-patak
Orotva-patak
É
500 m
Gránit
Szienit
Alkálifoldpát-szienit
Mikrokristályos szienit
Monzonit
Mikrokristályos alkálifoldpátszienit
Kvarc-földpát pala
Kvarcit
Szericit-grafit pala
Nem térképezett terület
Vető
Szintvonal
31 - Mintavételi hely

2. ábra. ← A, A Ditrói Alkáli Masszívum vázlatos földtani térképe KRÄUTNER & BINDEA nyomán (1998), B, A Ditrói Alkáli Masszívum ÉK-i részének földtani térképe ZÓLYA & ZÓLYA után (1986) A körök jelzik a geokémiai elemzéshez gyűjtött minták helyét

Fig. 2 ←A, Schematic map of the Ditrău Alkaline Massif after KRÄUTNER & BINDEA (1998); B, Geological map of the NE part of the DAM (after ZÓLYA & ZÓLYA 1986). Rock sampling stations for geochemical analysis are indicated by dots

1. táblázat A vizsgált kőzetek reprezentatív főelem összetétele (wt. %) és nyomelem koncentrációi (ppm)

Table 1 Results of major (wt. %) and trace element (ppm) analyses

Minta *wt%*	**ÁGK-6831**	**ÁGK-6835**	**ÁGK-6839**	**ÁGK-6845**	**ÁGK-6846**	**ÁGK-6847**	**ÁGK-6854**	**ÁGK-6856**	**Átlag gránit**
SiO_2	63,5	71,7	67,4	67,8	68,2	77,1	65,8	70,2	73,8
TiO_2	0,77	0,40	0,45	0,23	0,18	0,09	0,36	0,16	0,25
Al_2O_3	17,23	14,86	16,50	17,28	17,61	13,34	16,71	14,27	13,40
Fe_2O_3*	4,18	2,01	3,06	1,98	2,20	1,25	4,04	1,85	2,20**
MnO	0,12	0,06	0,07	0,07	0,07	0,02	0,18	0,08	n/a
MgO	1,01	0,47	0,65	0,24	0,26	0,13	0,50	0,27	0,40
CaO	2,20	0,77	0,96	0,19	0,64	0,12	0,53	0,29	1,20
Na_2O	5,08	4,59	5,02	5,98	6,15	4,67	6,12	4,41	3,50
K_2O	4,95	4,74	5,28	6,50	5,81	4,59	6,61	5,32	4,80
P_2O_5	0,30	0,20	0,21	0,04	0,09	0,06	0,19	0,13	0,09
Total	99,34	99,78	99,60	100,32	101,21	101,36	101,05	96,99	99,64
A/NK	1,26	1,17	1,18	1,01	1,07	1,06	0,97	1,10	
A/CNK	0,97	1,06	1,05	0,99	1,00	1,04	0,92	1,05	
ppm									
Ba	582	293	433	64	126	32	435	180	800
Be	3,7	6,4	2,9	6,0	4,4	6,1	26,9	4,5	-
Co	5	4	5	5	6	6	7	7	3
Cr	5	4	13	3	5	4	12	17	8
Cu	13	33	16	14	13	15	16	20	-
Ga	24	20	23	26	28	26	40	29	-
Hf	5,9	1,8	2,6	14,4	13,9	5,8	24,9	19,0	6,5
Mo	n/a	n/a	n/a	4,7	5,1	5,1	8,4	4,2	-
Nb	106	73	82	160	79	429	234	147	21
Ni	6,8	4,1	11,9	5,1	5,9	4,7	14,3	9,4	7,0
Pb	1,7	7,0	10,5	4,6	1,2	17,4	3,0	3,9	25,0
Rb	480	444	318	614	453	1005	728	403	170
S	57	90	39	18	40	20	117	67	-
Sc	2,8	1,8	3,6	1,0	1,0	0,4	2,9	1,5	5,0
Sr	402	173	230	14	36	13	75	43	122
Ta	6,4	3,7	4,1	5,0	4,1	24,8	13,5	11,2	1,7
V	31	13	23	4	6	2	25	5	18
Y	21	13	19	16	11	19	40	19	45
Zn	71	34	52	33	32	21	120	49	
Zr	476	241	306	630	557	140	946	690	250
Ce/Nb	0,7	1,0	1,5	0,9	1,3	0,1	1,0	1,9	4,5
Ba/La	-	7,8	7,2	1,0	2,9	-	-	1,6	20,0
Y/Nb	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	2,1
Nb/Ta	16,6	19,5	20,3	32,3	19,5	17,3	17,3	13,2	12,4

Fe_2O_3* Totál Fe, mint Fe_2O_3; n/a - nem elemzett összetevő
ÁGK-6831 Monzogránit - Török-patak; ÁGK-6835 Monzogránit - Laposbükk-patak
ÁGK-6839 Szienogránit - Laposbükk-patak; ÁGK-6845 Szienit - Nagyág-patak
ÁGK-6846 Monzonit - Nagyág-patak; ÁGK-6847 Szienogránit - Nagyág-patak
ÁGK-6854 Kvarcszienit - Nagyág-patak; ÁGK-6856 Szienogránit - Nagyág-patak
Átlagos gránit összetétel CONDIE (1993) után

2. *táblázat* A vizsgált kőzetek reprezentatív ritkaföldfém elemösszetétele (ch = kondritra normált értékek)
Table 2 Rare earth element analyses (ppm), (ch = chondrite normalised ratio)

Minta	ÁGK-6831	ÁGK-6835	ÁGK-6839	ÁGK-6845	ÁGK-6846	ÁGK-6847	ÁGK-6854	ÁGK-6856
La	n/a	37,8	60,2	66,6	44,4	n/a	n/a	112,5
Ce	75,1	70,6	121,6	146,2	100,5	38,1	223,6	281,4
Nd	20,1	14,5	25,5	13,3	10,3	5,5	38,8	38,5
Sm	6,4	5,1	7,6	6,4	5,1	4,8	12,4	11,5
Eu	1,1	0,6	1,0	0,3	0,4	0,2	1,2	0,6
Gd	7,7	4,6	7,3	4,9	4,6	3,6	13,6	8,9
Tb	1,2	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Dy	3,8	2,3	3,5	2,3	1,6	3,5	6,4	3,4
Er	4,6	2,9	3,9	3,4	2,7	3,4	5,9	3,6
Yb	2,0	1,3	1,7	2,3	1,4	2,0	4,7	2,1
Lu	1,0	0,6	0,8	0,9	0,8	0,7	2,0	1,1
$(La/Lu)_{ch}$	–	6,9	8,1	7,6	5,6	–	–	11,1
$(Eu/Eu^*)_{ch}$	0,5	0,4	0,4	0,2	0,3	0,1	0,3	0,2
$(La/Yb)_{ch}$	–	20,2	24,3	20,4	21,5	–	–	37,0
$(La/Sm)_{ch}$	–	4,6	5,0	6,5	5,5	–	–	6,1
$(Gd/Lu)_{ch}$	1,0	1,0	1,2	0,7	0,7	0,6	0,8	1,1
$(Gd/Yb)_{ch}$	3,1	3,0	3,5	1,8	2,6	1,5	3,4	3,5
Ce/Yb	36,9	54,6	70,9	64,6	70,4	19,5	48,0	133,7

3. *táblázat* A DAM granitoidjainak K/Ar koradatai
Table 3 K/Ar ages from separated mineral fraction of granitoids of DAM

Minta	Kőzettípus Lelőhely	A vizsgált ásvány	K-tartalom (%)	$^{40}Ar_{rad/g}$ (ncm^3/g)	$^{40}Ar_{rad/g}$ (%)	K-Ar kor (millió év)
ÁGK-6677	Gránit Orotva (Jolotca), Török-patak	Biotit K-földpát	4,443 3,728	$3,9891 \cdot 10^{-5}$ $2,2004 \cdot 10^{-5}$	84,6 80,5	217,6±8,3 146,0±5,6
ÁGK-6703	Gránit Orotva (Jolotca), Török-patak	Biotit K-földpát	3,044 3,844	$2,6757 \cdot 10^{-5}$ $2,1606 \cdot 10^{-5}$	79,9 73,9	213,5±8,2 139,1±5,4
ÁGK-6704	Gránit Orotva (Jolotca), Nagyág-patak	Biotit K-földpát	4,482 3,844	$3,8038 \cdot 10^{-5}$ $2,2165 \cdot 10^{-5}$	95,2 62,9	206,3±7,8 142,7±5,7
ÁGK-6827	Monzogránit Orotva (Jolotca), Török-patak	Amfibol K-földpát	3,41 4,08	$2,7641 \cdot 10^{-5}$ $2,2348 \cdot 10^{-5}$	93,6 94,5	197,3±7,4 135,9±5,1
ÁGK-6831	Monzogránit Orotva (Jolotca), Török-patak	Amfibol Biotit	1,33 3,46	$1,0719 \cdot 10^{-5}$ $2,8194 \cdot 10^{-5}$	87,7 92,4	196,3±7,4 198,3±7,5
ÁGK-6853	Szienogránit Orotva (Jolotca),	Biotit K-földpát	4,04 3,84	$3,3468 \cdot 10^{-5}$ $2,1891 \cdot 10^{-5}$	95,0 85,8	201,4±7,6 141,0±5,4

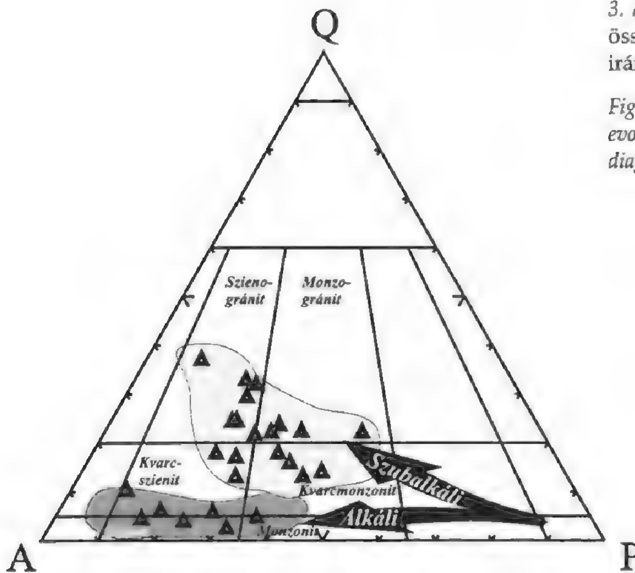
szieno- és két monzogránit, egy kvarcszienit és egy szienit, valamint egy monzonit minta teljes kőzet elemzésére a Stockholmi Egyetemen került sor. A főelem-oxidokat ICP-AES módszerrel, a nyomelemeket és a ritkaföldfémek ICP-AES és ICP-MS módszerekkel kombinálva határoztuk meg.

A K/Ar kormeghatározások 6 db mintából, a feltüntetett ásvány frakciókból (3. *táblázat*) Debrecenben az Atomkiban történtek. A műszerek és az alkalmazott mérési eljárások ismertsége miatt (BALOGH 1985), itt nem kerülnek bemutatásra. A számításoknál használt állandók STEIGER & JÄGER (1977) munkájában megtalálhatók. Az eredmények közlésénél feltüntettük a mérési hibát is, mely csak az analitikai hibát (standard deviáció értékét) jelenti, a geológiai hibát, azaz az argonvesztést vagy gazdagodást nem lehetett számszerűleg megadni. Jól ismert, hogy az ásvány K/Ar kora a záródási hőmérséklet elérését jelenti, mely ásványfajonként változó. Az amfibolok záródási hőmérséklete 400–500 °C, a biotité 300 °C és 120–130 °C körüli a földpátoké.

Petrográfiai jellemzés

A vizsgált kőzetek alapvetően világosszürkék, halvány rózsaszínes, vöröses árnyalatúak. Makroszkópos vizsgálatok alapján három csoportba sorolhatók: a, hipidiomorf szemcsés kőzetek K-földpát megakristályokkal; b, hipidiomorf-ekvigranuláris, közepes szemcseméretű kőzetek; c, kataklasztos kőzetek. A fő kőzetalkotó ásványok a kvarc + alkáli földpát (mikroklin) + plagioklász (albit-oligoklász) + biotit ± hornblende ± alkáli amfibol ± alkáli piroxén (KOVÁCS & PÁL-MOLNÁR 1998). A minták a mafikus ásványok alapján két fő csoportba sorolhatók: az egyikben biotit és/vagy hornblende a fő színes elegyrész (ÁGK-6831, ÁGK-6835, ÁGK-6839, ÁGK-6847), míg a másikban a Na-amfibol (arfvedsonit) és Na-piroxén (egirin) az uralkodó (ÁGK-6845, ÁGK-6846, ÁGK-6854, ÁGK-6856). A vizsgált minták közt a biotit- és/vagy hornblende-tartalmúak a gyakoribbak. Ha figyelembe vesszük a színes elegyrészeken alapuló csoportosításokat (SHAND 1947; CLARKE 1992) a két típus eltérő geokémiai összetételt is jelent. Ezek alapján az első csoport főként a metalumínium jellegű kőzeteket, míg a második csoport a peralkáli jellegű kőzeteket foglalja magában. A modális kimérések eredményét a kvarc–alkáli földpát–plagioklász (QAP) Streckeisen-féle diagramban (LE MAITRE 1989) ábrázoltuk (3. *ábra*), s a vizsgált kőzetek hat mezőbe esnek: szieno- és monzogránit; kvarcszienit, szienit; kvarcmonzonit, monzonit. A korábbi munkákban a DAM Orotva-pataktól É–ÉK-re elterülő része, mint egy egységes gránittest jelent meg. Meglepő, hogy többfajta intermedier kőzet is található a homogénnek vélt „gránit testben". Kérdéses a szienitek és kvarcszienitek kapcsolata a gránitokkal és a délebbre felszínre bukkanó, tömeges szienittel, nefelinszienittel.

A vizsgált kőzetek mindegyikében egyaránt előforduló leggyakoribb akcesszórikus elegyrészek: az apatit, a titanit, a cirkon, az allanit és az opak ásványszemcsék. Az apatit és a cirkon ásványok főként kvarcban, földpátban és biotitban jelennek meg.



3. ábra A vizsgált kőzetek modális összetétele és magmafejlődési irányai (LE MAITRE 1989)

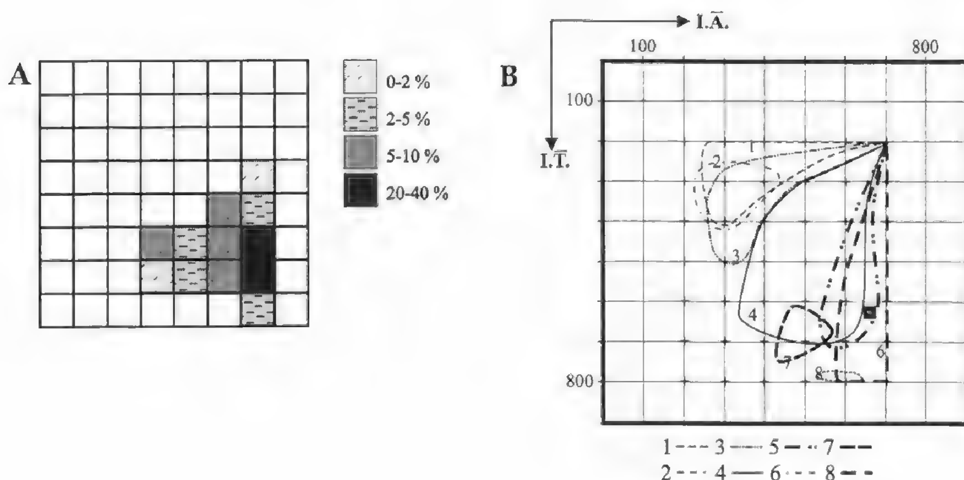
Fig. 3 Modal analyses and magmatic evolutionary trends of samples in QAP diagram (LE MAITRE 1989)

Cirkonmorfológiai vizsgálatok

A cirkonok vizsgálata fontos információt szolgáltat a granitoidok típusára, kialakulásukra (PUPIN 1980). A petrográfiai leírás alapján, a cirkon vizsgálatokhoz három mintát: egy szienitet (ÁGK-6836) és két szienogránitot (ÁGK-6839, ÁGK-6853) választottunk ki. Egy mintából mintegy 100–150 szemcse elemzése ad megfelelő statisztikus eredményt, ezért két minta cirkon típusainak eloszlását (ÁGK-6836, ÁGK-6853) kellő óvatossággal kezeltük, mivel mintánként csak mintegy 20–30 db ásványszemcsét sikerült szeparálni. A három minta hasonló morfológiai típusokat tartalmaz, s mivel homogén kőzettest esetén akár egy minta elemzése is kellően reprezentálja a magmás testet (PUPIN 1985). Úgy véljük tehát, hogy az eredmény felhasználható a granitoidok genetikai modelljének kialakításához.

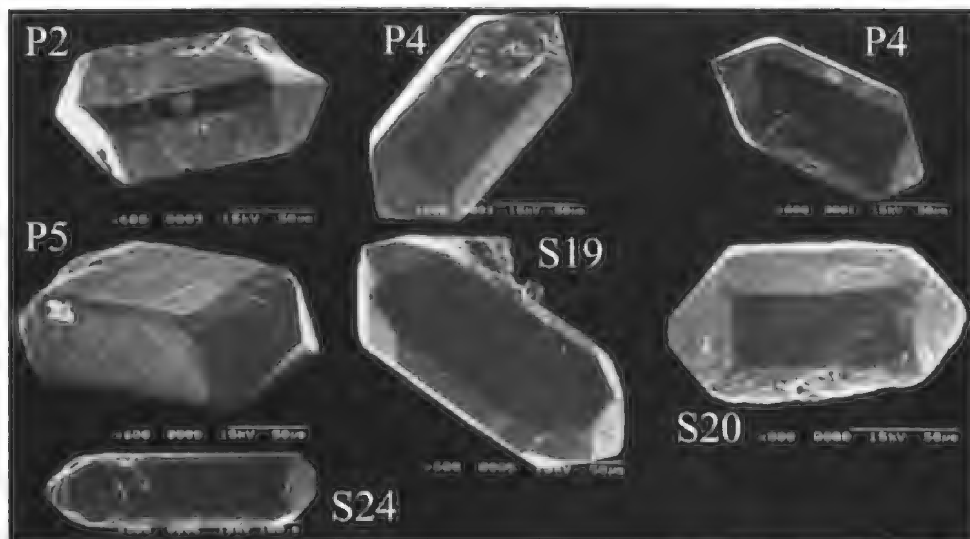
A három vizsgált minta cirkon populációira az áttetsző, víztiszta, halványsárga, halványbarna, ritkán vörösesbarna átlátszatlan cirkonszemcsék a jellemzőek. A szemcsék idiomorfak, a piramis és prizma lapok jól fejlettek, éleik nem lekerekítettek. Gyakoriak az opak zárványok, valamint a kristályok központi részén olykor korábbi kristályosodási fázis nyomai is észlelhetők, melyek szintén idiomorfak. Sok szemcse zónás megjelenésű, ami több kristályosodási fázisra utal. A vizsgált populációkban a leggyakoribb cirkonmorfológiai típusok (PUPIN 1980): P4, P5, P3, S19, S20, S24 és D (*4., 5. ábra*).

A számított I.A és I.T. értékek alapján a minta a szubalkáli és az alkáli mezőbe esik (*4. ábra*), és a cirkonszemcsék kialakulására magas hőmérséklet valószínűsíthető (KOVÁCS & M. TÓTH 1999). A cirkonok képződési hőmérsékletének pontosabb meghatározása céljából felhasználtuk a geokémiai elemzéseket. A WATSON & HARRISON (1983) számítási módszerébe behelyettesítve a Zr-koncentrációkat, pontosabban megadható a cirkonszemcsék telítési hőmérséklete (pontosabb, mint a PUPIN-féle diagram I.T. értéke). Ennek alapján a vizsgált nyolc



4. ábra Az ÁGK-6839 sz. minta cirkonpopulációjának gyakorisági eloszlása a PUPIN-féle diagramban (1980) I.A - alkalinitási index; I.T - hőmérséklet index. Al-leukogránit (1), (szub)autochton monzogránit-granodiorit (2), intruzív Al-monzgránit-granodiorit (3), mészalkáli és K-mészalkáli gránit (4), szubalkáli gránit (5), alkáligránit (6), kontinetális tholeites gránit (7), óceáni tholeites gránit (8), ÁGK-6839 számú minta ( ).

Fig. 4. A Zircon typology diagram (PUPIN 1980) of sample No. ÁGK-6839. I.A - alkalinity index; I.T - temperature index. aluminous leucogranites (1), (sub)autochtonous monzogranites-granodiorites (2), intrusive aluminous monzogranites-granodiorites (3), calc-alkaline and K-calc-alkaline series granites (4), subalkaline series granites (5), alkaline series granites (6), continental tholeiitic granites (7), oceanic tholeiitic series granites (8), sample ÁGK-6839 ( ).



5. ábra Az ÁGK-6839 sz. minta leggyakoribb cirkonmorfológiai típusai (SEM felvételek)

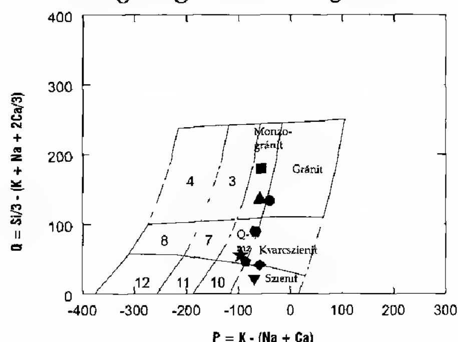
Fig 5 SEM photos of the most frequent zircon types of No. ÁGK-6839

minta két csoportba különül: az egyikben a Ts=770–860 °C között változik, míg a másik csoportban a Ts=880–930 °C.

Geokémiai vizsgálatok

Geokémiai összetételük alapján, a minták szieno-, monzogránit, kvarcszienit, szienit és kvarcmonzonit csoportjába sorolhatók (DEBON & LE FORT 1983 – 6. *ábra*), ami jó egyezést mutat a modális kimérések eredményeivel. A geokémiai elemzések bemutatása és értékelése során ezt a nomenklatúrát alkalmazzuk.

A vizsgált granitoidok geokémiai adatait összehasonlítva az átlagos gránit összetétellel (CONDIE 1993) láthatjuk, hogy a DAM kőzeteinek magasabb az Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Rb, Sr, Nb, Zr, Ga és alacsonyabb a Ba, Pb, Y, Ni tartalma (1. *táblázat*). A minták főelem-oxid értékei az alábbi tartományban mozognak: az SiO_2 63,5–77,1 tömeg%, a CaO- és MgO-tartalom 0,1–0,9, valamint 0,1–0,6 tömeg% között, kivéve az ÁGK-6831-es minta, mely 2,2 tömeg% CaO- és 1,0 tömeg% MgO-tartalmával eltér a többitől. Az FeO*/MgO arány 4,6–10,7, viszonylag magas és az alkáli tartalom is: a K_2O 4,7–6,5 tömeg%, a Na_2O 4,4–6,1 tömeg% között változik.



★ ÁGK-6831 - monzogránit • ÁGK-6839 - szienogránit
▲ ÁGK-6835 - monzogránit • ÁGK-6845 - szienit
• ÁGK-6846 - monzonit ▼ ÁGK-6854 - kvarcszienit
▪ ÁGK-6847 - szienogránit • ÁGK-6856 - szienogránit

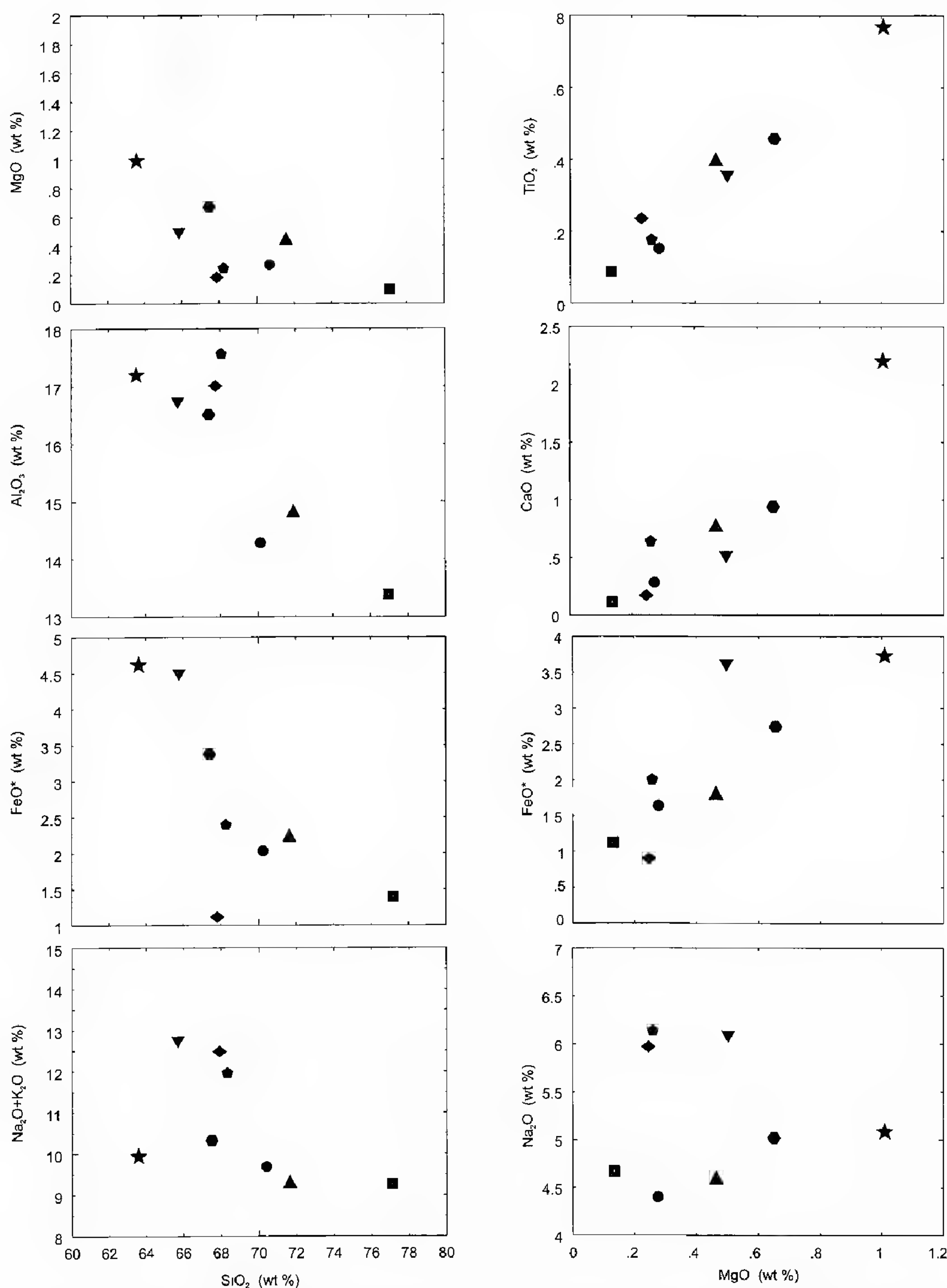
6. *ábra*. A vizsgált kőzetek geokémiai besorolása a Q-P diagramon DEBON & LE FORT (1983) alapján

Fig. 6 Q-P diagram of studied sample after DEBON & LE FORT *(1983)*

A minták mérési eredményeit Harker-diagramokon ábrázolva jellegzetes frakcionációs, differenciációs trend mutatható ki. A növekvő SiO_2 mennyiségével szemben csökken az MgO, Al_2O_3, FeO*, (7. *ábra*), valamint a MnO, CaO, és TiO_2 mennyisége. A Na_2O+K_2O diagramon a minták két csoportra különülnek. Az alacsonyabb alkália tartalmú minták értékeiben nincs szignifikáns különbség. A másik csoportban 2–3 tömeg%-kal magasabb az alkáliák koncentrációja. Megfigyelhető, hogy az ÁGK-6845, ÁGK-6846, ÁGK-6854 és esetenként az ÁGK-6856 számú minták eltérnek a differenciációs trendtől és egyben az ÁGK-6831 számú legkevésbé differenciált és az ÁGK-6847 számú legdifferenciáltabb mintákra fektethető illeszkedési vonaltól. Az Al_2O_3, Na_2O+K_2O esetében jól látható az elkülönülés. A Harker-diagramok másik csoportjában a MgO növekedésével nő az TiO_2, a CaO és a FeO* mennyisége (7. *ábra*). A Na_2O esetében szintén két, az SiO_2 diagramon is megjelenő minta összetételű, csoport válik szét.

A kőzetek szubalkáli (ÁGK-6835, ÁGK-6847, ÁGK-6856), és alkáli (ÁGK-6831, ÁGK-6845, ÁGK-6846, ÁGK-6854) jellegűek (IRVINE & BARAGER 1971 – 8. *ábra*).

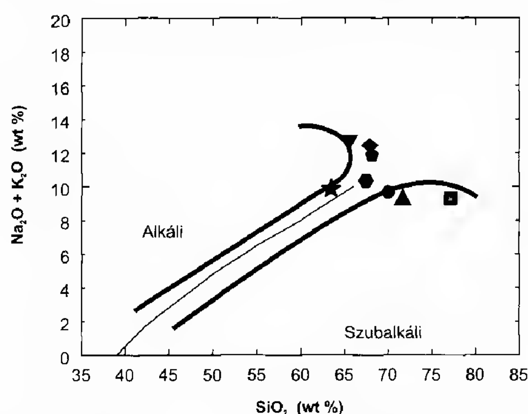
Az agpaitikus index ($AI=Na_2O+K_2O/Al_2O_3$) értéke 0,58 és 0,76 között változik. Legmagasabb az ÁGK-6854 és ÁGK-6845, legalacsonyabb az ÁGK-6831, ÁGK-6835



★ ÁGK6831 - monzogránit ▲ ÁGK6835 - monzogránit ● ÁGK6839 - szienogránit ◆ ÁGK6845 - szienit
⬟ ÁGK6846 - monzonit ■ ÁGK6847 - szienogránit ▼ ÁGK6854 - kvarcszienit ● ÁGK6856 - szienogránit

7. ábra. A főelem-oxidok eloszlása a SiO_2 és MgO függvényében

Fig. 7 Harker variations diagrams major oxides vs. SiO_2 and MgO

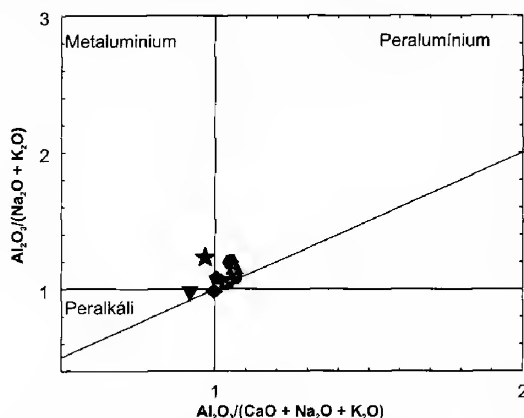


★ ÁGK-6831 - monzogránit ● ÁGK-6839 - szienogránit
▲ ÁGK-6835 - monzogránit ◆ ÁGK-6845 - szienit
● ÁGK-6846 - monzonit ▼ ÁGK-6854 - kvarcszienit
■ ÁGK-6847 - szienogránit ● ÁGK-6856 - szienogránit

8. ábra A vizsgált kőzetek SiO_2 vs. (Na_2O+K_2O) eloszlása (IRVINE & BARAGAR 1971) A vastag vonalak magmafejlődési utat ábrázolnak UPTON eredményei szerint (1974)

Fig. 8 SiO_2 vs. (Na_2O+K_2O) diagram after IRVINE *&* BARAGAR *(1971) Thick lines represent magmatic evolutionary trend after* UPTON *(1974)*

és az ÁGK-6839 számú mintákban. Amint fentebb már utaltunk rá, a Shand-index tapasztalati rendszere alapján a kőzetek ásványos összetételéből is következtethetünk azok geokémiai jellegére (SHAND 1947; CLARKE 1992). Az A/CNK és A/NK diagramon (MANIAR & PICCOLI 1989) a minták a Shand-index szerinti három csoportba sorolhatók: az ÁGK-6835, ÁGK-6839, ÁGK-6847 és ÁGK-6856 számú minták peralumínium, az ÁGK-6831, ÁGK-6845 valamint az ÁGK-6846 számú minták metalumínium jelleguek, az ÁGK-6854 számú minta viszont peralkáli (*9. ábra*). SHAND (1947) megfigyelésével nincs összhangban a vizsgált kőzetek geokémiai jellege, mivel nem minden alkáli színeselegyrész tartalmú kőzet peralkáli. Az ASI (Alumínium Telítettségi Index= Al_2O_3/ $CaO+Na_2O+K_2O$) 0,92 és 1,06 között változik, csak egy minta peralkáli a négy alkáli amfibol- és alkáli piroxén-tartalmú mintából. Az utóbbi mintákat magas (AI=0,68-0,76), a biotit- és/vagy hornblende-tartalmúakat alacsonyabb agpaitikus index jellemzi.

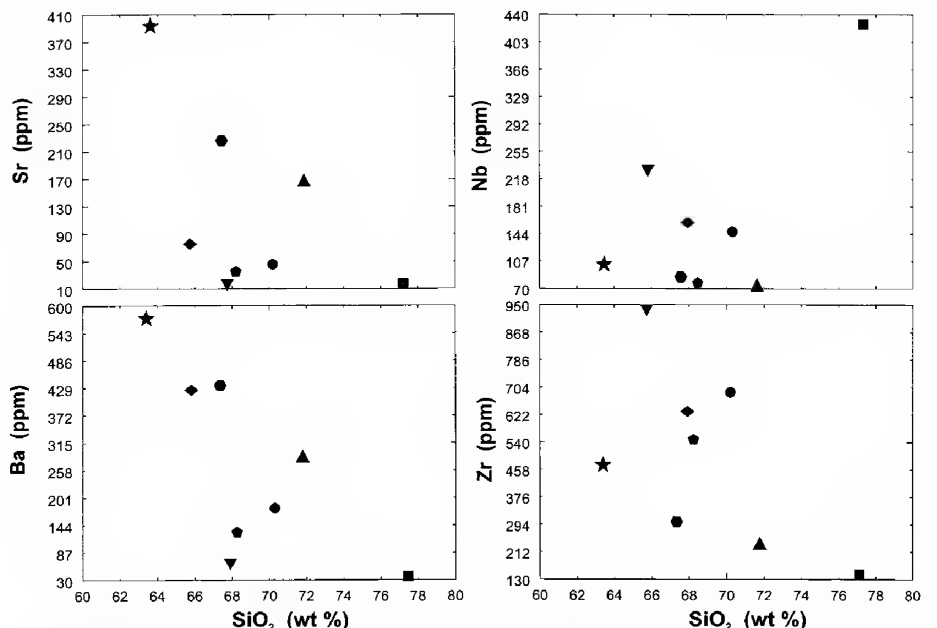


★ ÁGK-6831 - monzogránit ● ÁGK-6839 - szienogránit
▲ ÁGK-6835 - monzogránit ◆ ÁGK-6845 - szienit
● ÁGK-6846 - monzonit ▼ ÁGK-6854 - kvarcszienit
■ ÁGK-6847 - szienogránit ● ÁGK-6856 - szienogránit

9. ábra A vizsgált kőzetek $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (A/NK) vs. $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (A/CNK) eloszlása MANIAR & PICCOLI (1989) alapján

Fig. 9 Shand's index of samples according to MANIAR *&* PICCOLI *(1989)*

A nyomelemekre elkészített Harker-diagramokon (*10. ábra*) a növekvő SiO_2-tartalommal együtt csökken a Sr, Ba, Nb, Zr értéke, bár a főelem-oxidok esetében elkülönült minták (ÁGK-6845, ÁGK-6846, ÁGK-6854, ÁGK-6856) ezekben a diagramokban is elkülönülnek. Az említett négy mintának alacsonyabb a Sr és Ba, és magasabb a Zr tartalma, mint a másik csoport tagjainak. A Nb esetében az



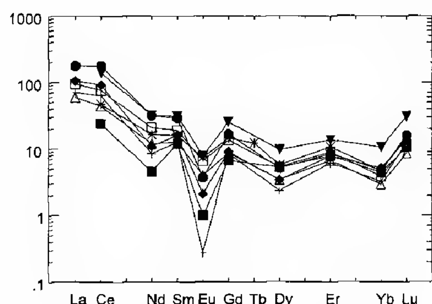
10. ábra. A nyomelemekre elkészített Harker-diagramok

Fig. 10 Harker variations diagrams (trace elements vs. SiO_2)

ÁGK-6847 számú minta majd kétszer nagyobb Nb tartalma miatt elkülönül a fent említett két csoporttól. A Nb/Ta arány tág értékek, 13,2 és 32,3 közötttt változik. A felső szélső érték szienit (ÁGK-6845) mintához tartozik, ami ismét felveti a kérdést a szienitek kapcsolatait illetően. Bár a minta a főelem-oxid összetételei alapján jól beillik a frakcionációs sorozatba, illetve az UPTON (1974) által felvázolt magma-fejlődési folyamatba (lásd alább).

A sokelemes variációs diagramon (nem közölt ábra) Pb, Ba, Sr, Eu, Ti, valamint V és Ni negatív anomália mutatható ki. A görbék lefutása hasonló, bár a minták, frakcionációs, differenciációs mértékének függvényében változik azok meredeksége. Ettől a trendtől eltéréseket is találunk, ahol a minták két csoportra válnak szét, pl. a V, Cr esetében.

A kondritra (SUN & MCDONOUGH 1989) normált értékek a minták ritkaföldfém elemekben való gazdagodását mutatják (*11. ábra*); könnyű ritkaföldfémekben gazdagabbak, mint nehéz ritkaföldfémekben. A könnyű RFF eloszlások fokozatos esést mutatnak egy változó mértékű negatív Eu-anomália irányába, míg a nehéz RFF-k eloszlása közel egy vízszintes egyenes mentén változik. A kondritra

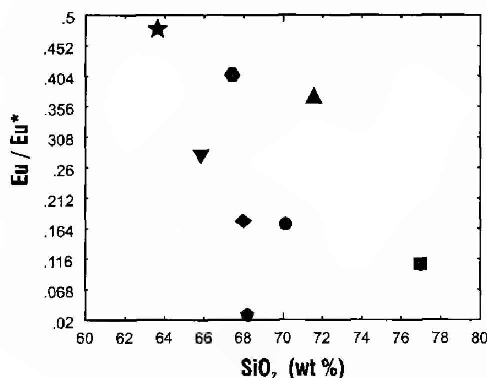


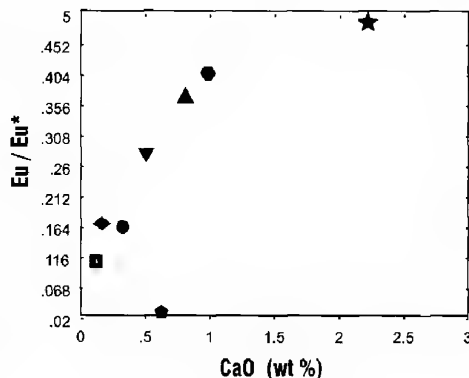
11. ábra A ritkaföldfém elemek (REE) kondritra (SUN & McDONOUGH 1989) normált eloszlása

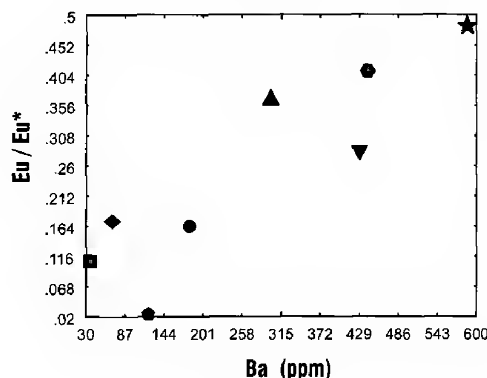
Fig. 11 Chondrite-normalized (SUN & McDONOUGH 1989) REE-patterns of samples

normált (La/Sm)ch aránya 4,6 és 6,5 között, az (Eu/Eu*)ch 0,1 és 0,5 között, a (Gd/Lu)ch 0,6 és1,2 között változik (2. *táblázat*). A CaO és a Ba fokozatosan csökken a növekvő Eu-kiürülés mértékével (*12. ábra*).

A geokémiai adatokból a kőzetek genetikai típusára és a keletkezésük tektonikai körülményeire is következtethetünk. A vizsgált kőzetek anorogén, A-típusú granitoidok (WHALEN et al. 1987 – *13A. ábra*). PEARCE et al. (1984) szerint az A-típusú gránitok jól megfeleltethetők a lemezen belüli gránitokkal (WPG) (*13B. ábra*). Az Y-Ce-Nb és az Y-3Ga-Nb háromszög-diagramok alapján az A-típusú gránitok két részre bonthatók (EBY





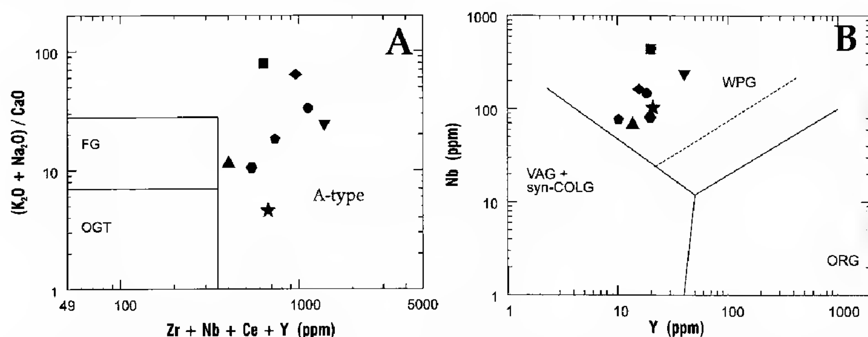


★ ÁGK6831 - monzogránit
▲ ÁGK6835 - monzogránit
● ÁGK6839 - szienogránit
◆ ÁGK6845 - szienit
● ÁGK6846 - monzonit
■ ÁGK6847 - szienogránit
▼ ÁGK6854 - kvarcszienit
● ÁGK6856 - szienogránit

12. ábra. A vizsgált kőzetek Eu/Eu* vs. SiO_2, CaO és Ba eloszlása

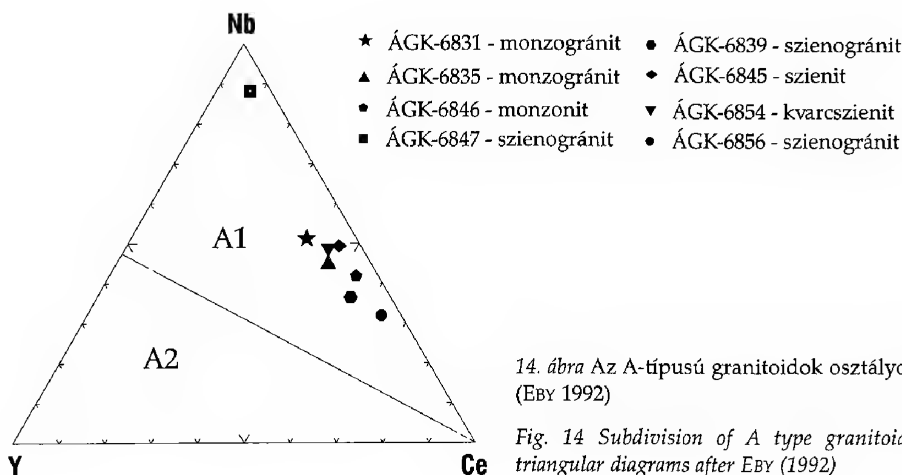
*Fig. 12 Distributions of SiO_2, CaO and Ba vs. Eu/Eu**

1992). Az A1-típus azokat a magma differenciátumokat jelenti, melyek forrása megegyezik az óceáni sziget bazaltokéval, és lemezen belüli vagy kontinentális rift zónák magmatizmusa során alakult ki. Az A2-típusba azok a magmák tartoznak, melyek vagy kontinentális kéregből, vagy szigetív magmatizmusból, vagy kontinens-kontinens ütközési cikluson átesett kéregből származnak. A vizsgált minták az A1 típusba tartoznak (*14. ábra*), azaz azon köpeny differenciátumok közé, melyek a lemezen belüli és a kontinentális rift zónák magmáinak kiindulási anyagával azonosak.



13. ábra. A vizsgált kőzetek petrotektonikai helyzete WHALEN et al. (A) (1987) és PEARCE et al. (B) (1984) alapján Rövidítések: FG=Frakcionált felzikus gránit; OGT=Orogén gránitok; WPG=Lemezen belüli Gránitok; ORG=Óceáni hátság gránit; VAG+synCOLG=Vulkáni ív Gránit

Fig. 13 Discrimination diagram according to WHALEN et al. (A) (1987) and PEARCE et al. (B) (1984) Abbr.: FG=Fractioneted Felzic Granites; OGT=Orogenic Granite Types; WPG=Within Plate Granite; ORG=Ocean Ridge Granite; VAG+synCOLG=Volcanic Arc Granite



14. ábra Az A-típusú granitoidok osztályozása (EBY 1992)

Fig. 14 Subdivision of A type granitoids in triangular diagrams after EBY (1992)

A DAM gránitjainak kora

Mint ismeretes a mélységi magmás és a metamorf kőzetek ásványain mért K/Ar-korok legtöbbször záródási hőmérsékletként értelmezhetők. Mivel a metaszomatikus és a tektonikus események minden ásvány korát befolyásolhatják, ezért leginkább a magas záródási hőmérsékletűek használhatók a kőzetek korának meghatározásához. Következésképp a DAM kőzeteinek a korát is indokolt az amfibolok és biotitok koradatai alapján vizsgálni.

A DAM gránitjainak mafikus elegyrészein (amfibol, biotit) mért K/Ar-koradatok 217,6±8,3 és 196,3±7,4 millió év között változnak (3. *táblázat*). Ezek a mérési eredmények hibahatáron belüli jó egyezést mutatnak a korábbi gránit koradatokkal, illetve a nefelinszienitek amfiboljainak 216±8,1 és a hornbelnditek amfiboljainak a 237±9,1 millió éves (PÁL-MOLNÁR & ÁRVA-SÓS 1995) korával, valamint a DALLMEYER et al. (1997) által, $^{36}Ar/^{40}Ar$ – $^{39}Ar/^{40}Ar$ módszerrel, gabbró és diorit minták korára megadott 231±0,1 és 227,1±0,1 millió éves értékekkel. A földpátokból származó K/Ar-korok 146,0±5,6 és 135,9±5,1 millió év között változnak, amely jó egyezést mutat a szienitek korával (PÁL-MOLNÁR 2000; KRÄUTNER & BINDEA 1998).

Eredmények, következtetések

A petrográfiai és geokémiai vizsgálatok is a vizsgált kőzettest összetettségére utalnak. A színes (mafikus) fő kőzetalkotó ásványok szerint két csoportra oszthatjuk a vizsgált mintákat: az első csoportba biotit és/vagy hornblende, míg a másodikba a Na-tartalmú alkáli amfibol és piroxén-tartalmú minták tartoznak. A kvarc–alkáli földpát– plagioklász (QAP) diagramon a minták két csoportot alkotnak (lásd alább).

Az akcesszórikus ásványok fontosak lehetnek a kőzetek keletkezési körülményeinek meghatározására. BROSKA & UHER (1991) cirkonmorfológiai vizsgálataik során azt találták, hogy monacit-tartalmú gránitok alacsony hőmérsékleten képződnek (I.T.<350°C), míg az allanit-tartalmúak magasabb hőmérsékleten (I.T.>350°C). A DAM kőzeteiben monacit nem található, és az apatit, cirkon, allanit, titanit előfordulása egyértelműen arra utal, hogy nem S-típusú gránitokhoz tartoznak. Az előzetes cirkonmorfológiai vizsgálatok (PUPIN 1980) (melyek az I.A–I.T. diagramban a fő kőzetalkotók alapján jelölik ki a cirkonpopuláció várható főbb genetikai típusait) szintén erre engednek következtetni. A szeparált cirkonfrakciók alapján) a vizsgált kőzetek köpeny eredetű (kéreg kontamináció nem zárható ki) olvadékból származnak (lásd alább – 4. *ábra*).

A vizsgált kőzetek geokémiai jellege, mint ahogy azt az előbbiekben már láttuk, eltérő. A fő-, és nyomelemekre elkészített Harker variációs diagramok is ezt tükrözik. A minták közt kirajzolható egy frakcionációs fejlődési trend a legkevésbé differenciált kvarcmonzonit (ÁGK-6831) és a legdifferenciáltabb szienogránit (ÁGK-6847) között. A legtisztábban ez az összefüggés a MgO, FeO*, CaO, és a TiO_2 esetében látható (7. *ábra*). Feltételezhetően azért, mert ezek a főelem-oxidok kevésbé mobilisak, mint az alkáliák, az Al_2O_3 vagy az SiO_2. Utóbbi komponenseknél jól körvonalazhatóan elválik, az összetételükben is különböző, két csoport. A nem alkáli mafikus elegyrész tartalmú minták közt a frakcionáció ezen elemek

esetében is jól látható (ÁGK-6831, ÁGK-6835, ÁGK-6839 számú minták). Megfigyelhető, hogy a növekvő SiO_2 tartalommal csökken az alkáliák és az Al_2O_3 mennyisége. A frakcionáció során felesleges SiO_2 kvarc formájában jelenik, így a legdifferenciáltabb minta egyben a legnagyobb SiO_2 tartalmú is (ÁGK-6847 számú minta).

A nyomelemek diagramjain is elkülönül a minták két csoportja. Az SiO_2–Zr diagramon a nagyobb Zr-tartalmú minták megegyeznek az alkáli csoporttal, míg a szubalkáli kőzetek alacsonyabb Zr-tartalmúak. A Zr inkompatibilis elem, ezért a két csoport közti különbség feltehetően genetikai okokra vezethető vissza. A Sr- és Ba- tartalom alacsonyabb az alkáli, mint a szubalkáli csoportban. A Ba esetében ez azért meglepő, mert a K-ot izomorf módon helyettesíti, és mivel az alkáli csoport K-ban gazdagabb, mint a szubalkáli, ezért egyértelmű lenne a Ba magasabb értéke. Így azonban feltételezhető, hogy főleg a biotit frakcionációjára utal a szubalkáli csoport magasabb Ba tartalma, mivel a biotit elsődleges magmás elegyrész ebben a csoportban, míg a másikban ritkán és főleg másodlagos ásványként, az alkáli színes-elegyrészek átalakulásához kötötten jelenik meg.

A növekvő Eu kiürüléssel a Ba csökkenő tendenciát mutat, ami biztos jele a földpát és biotit frakcionációnak. A Ca és a Sr mennyisége szintén csökken a növekvő Eu kiürüléssel, ami a plagioklász frakcionáció sajátsága. Az $(Eu/Eu^*)_{ch}$ értéke tükrözi a minták frakcionációs fokát. A 0,1 érték a legdifferenciáltabb szienogránitot (ÁGK-6847) jelöli, míg a legnagyobb (0,48) érték a kevésbé differenciált, kvarcmonzonit (ÁGK-6831 számú mintára) jellemző. A minták RFF eloszlásai azt mutatják, hogy a jelentős a könnyű RFF dúsulása, mely arra utal, hogy az olvadék kéreg kontamináció során gazdagodott ezen elemekben.

A vizsgált kőzetek fejlődését a fentiek figyelembevételével az alkáli-szilika diagram (IRVINE & BARAGER 1971) segítségével vázolhatjuk fel, kiegészítve UPTON (1974) megfigyeléseivel a DNy-grönlandi Gardar provincia kőzetein végzett kutatásaival (*8. ábra*). A diagramon két fejlődési trend figyelhető meg: egy köpeny eredetű bazaltos kiindulási anyag a termális szétkülönülés eredményeként frakcionálódik és a differenciátumok a trachit szintben szétválnak, kialakítva egy fonolitos, illetve egy riolitos végtermékkel jellemezhető fejlődési ágat. Ha a DAM ultrabázisos és bázisos, valamint az intermedier kőzeteit feltesszük az alkáli-szilika diagramra, akkor ugyanezt a trendet láthatjuk (PÁL-MOLNÁR 2000; MOROGAN et al. 2000). Az általunk vizsgált kőzetek a frakcionáltabb mintákat képviselik. A kvarcmonzonit (ÁGK-6831) felel meg közel annak a szintnek, ahol kettéválik a szubalkáli, riolitos (gránit) és az alkáli, fonolitos (nefelinszienit) fejlődési ág. Ez előbbire az ÁGK-6835, ÁGK-6839, ÁGK-6847 és az ÁGK-6856 számú minták, míg az utóbbira az ÁGK-6845, ÁGK-6846 valamint az ÁGK-6854 számú minták a jellemzők. Érdekes, hogy az ÁGK-6856 számú minta alkáli színeselegyrész-tartalmú, ugyanúgy, mint a fonolitos fejlődési ág tagjai, de az ábrán mégsem tartozik közéjük, bár a geokémiai elemzések során többször is velük mutatott hasonlóságot.

EBY diszkriminációs diagramja (1992) (*14. ábra*) megerősíti az ultrabázitok-bázitok és a jelen munka során vizsgált SiO_2 tekintetében telített és túltelített minták komagmás, kogenetikus viszonyát, mivel a vizsgált kőzetek az A1 csoport tagjaként köpeny eredetű gránitnak minősülnek, melyek extenziós, lemezen belül (WPG), riftesedő kontinentális környezetben keletkeztek. Mindezt a

cirkonmorfológiai vizsgálatok is alátámasztják, melyek eredményeként a vizsgált kőzetek kialakulására kéreg+köpeny, illetve köpeny eredet valószínűsíthető. WATSON & HARRISON féle számítási módszer alapján (1983) a cirkon magas (Ts=770–930 °C) hőmérsékleten képződött.

A vizsgált granitoidok a hornblenditekkel (DALLMEYER et al. 1997) és a nefelinszienitekkel (PÁL-MOLNÁR & ÁRVA-SÓS 1995) közel azonos korúak, 220–230 millió éve alakultak ki. Valószínű, hogy a hornblenditek, nefelinszienitek és granitoidok közel azonos időben, viszonylag gyorsan hűltek le, mivel az amfibol és a biotit ásványok kora hasonló és a záródási hőmérsékletük is viszonylag közeli. Ez a magmás tevékenység a középső-triász extenziós tektonikai környezetben, a dél-európai passzív kontinentális szegélyen, köpeny eredetű magma felemelkedésével indult (DALLMEYER et al. 1997). A DAM ilyen korú kőzeteinek keletkezése a kontinentális kérgen belüli köpenyfeláramláshoz köthető. A magma fokozatos frakcionációja és differenciációja, valamint a kéreg asszimilációja révén két fejlődési ág mentén számos kőzettípus jött létre. A fejlődési ágak végtermékei a nefelinszienitek és a granitoidok. A vizsgált minták geokémiai viselkedése és a kőzetek egyező kora megerősíti ezt a fejlődési elméletet és a kőzetek közti kogenetikus kapcsolatot. A földpátokból származó K/Ar korok 146,0±5,6 és 135,9±5,1 millió évek között változnak (valamint egyes biotit korok is ezt az éréket adták), amelyek jó egyezést mutatnak a szienitek korával. A szienitintrúzió tehát egy második magmás esemény, a kőzetek főként a jelenleg vizsgált területtől D-re a masszívum központi részén találhatók a felszínen. Képződésük jó egyezést mutat a Geta–Bukovinai-mikrokontinensnek az Európai-platformtól a jurában (kb. 160–150 millió év) történő elszakadásával a Civcin–Severin (Szörényi) riftrendszer mentén (SANDULESCU 1980). Mivel a vizsgált minták közt szereplő szienitek, kvarcszienitek korolása nem történt még meg, ezért kérdéses a kapcsolatuk a granitoidokkal. Ellenben a cirkonmorfológiai, de főként a geokémiai vizsgálatok alapján a szienitek beilleszthetők az alkáli fejlődési ág ultrabázittól a nefelinszienitig tartó folytonos kőzetsorozatába. Újabb koradatok tükrében átláthatóbbá válik a kőzettípusok közti kapcsolat.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondunk BATKI Anikónak a Stockholmi Egyetemen végzet kémiai elemzésekért. Köszönet illeti Igor BROSKÁT a cirkon telítési hőmérsékletek számításában nyújtott segítségéért. A dolgozat a T 046736 sz. OTKA keretében készült.

Irodalom – References

ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1977: Studiul feldspatiol si amfibolilor din masivul alcalin de la Ditrau. – Raport geologic, Archiva IGPSMS, Manuscript.

ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1979: Structura si petrogeneza masivului alcalin de la Ditrau. –Raport geologic final. Archiva IPEG „Harghita", Manuscript.

ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1980: Structure du massif alcalin de Ditrau. – *An. Univ. Buc. Seria Geol.* **29**, 3–22.

ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1981: Feldspatii plagioclazi din Masivul alcalin de la Ditrau. – *Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geol.* **26/1**, 83–95.

BALOGH, K. 1985: K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: techniques, experiences and methods of chronological studies. – *ATOMKI Reports* **D/1**, 277–288.

BROSKA, I. & UHER, P. 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite, monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). – *Geol. Carpathica* **42/5**, 271–277.

CLARKE, D. B. 1992: Granitoid Rocks. – Chapman & Hall, 3–76.

CORDACEA, A. CORDACEA, D. M. & IANOVICI, V. 1957: Structura geologica a masivului de roci alkaline de la Ditrau. – *Bul. St. R.P.R. Geol. Geofz.* **II/3–4**, 385–446.

CONDIE, K. C. 1993: Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. – *Chemical Geology* **104**, 1–37.

DALLMEYER, D. R., KRÄUTNER, H-G. & NEUBAUER, F. 1997: Middle-late Triassic 40Ar/39Ar hornblende ages for early intrusions within the Ditrau alkaline massif, Rumania: Implications for Alpine rifting in the Carpathian orogen. – *Geologica Carpathica* **48**, 347–352.

DEBON, F. & LE FORT, P. 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. – *Transaction of the Royal Society of Edinborugh, Earth Sciences* **73**, 135–150.

EBY, G. N. 1992: Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. – *Geology* **20**, 641–644.

FELLNER, A. 1867: Chemische Untersuchung der Gesteine von Ditró. – *Verh. K. K. Geol. R. A.* **17**, 285–287.

FÖLDVÁRI, A. 1946: A Ditrói nefelinszienit masszívum koráról és kontakt hatásáról. – *Rel. Ann. Inst. Geol.. Hung., B disp.* **8/1–2**, 11–32.

HERBICH, F. 1871: Északkeleti Erdély földtani viszonyai. – *Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve* 284–292.

HERBICH, F. 1878: A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. – *Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve,* **V/2.**

IANOVICI, V. 1938: Considérations sur la consolidation du massif syénitique de Ditrau, en relation avec la tectonique de la région. – *C. R. Acad. Sci. Roum.* **II/6**, 689–694.

IRVINE, T. N. & BARAGER, W. R. A. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 523–548.

JAKAB, Gy. 1998: Geologia Masivului Alcalin de la Ditrau. – Editura Pallas-Akadémia, Miercurea Ciuc, 297 p.

JAKAB, GY., GARBASEVSCHI, N., BALLA, Z., ZAKARIÁS, L., PÉTER, J., STRUNGARU, T., HEREDEA, N., SILEANU, T., ARONESCU, M., POSTOLACHE, C., MOCANU, V., TEULEA, G., HANNICH, D. & TIEPAC, I. 1987: Sinteza datelor obtinute prin prospectiuni geologice complexe, lucrari miniere si foraje, executate pentru minereuri de metale rare si disperse, feroase si neferoase în masivul de roci alkaline de la Ditrau, jud. Harghita. Archiva IPEG „Harghita", Manuscript.

KOCH, A. 1879: A ditrói syenittömzs kőzettani és hegyszerkezeti viszonyairól. – *Magyar Tud. Akad. Értekezések* **IX/2.**

KOVÁCS, G. & PÁL-MOLNÁR, E. 1998: Petrographical characteristics of Ditrau (Orotva) granites, Eastern Carphatians, Transylvania, Romania: A preliminary description. – *Acta Mineralogica-Pertrographica, Szeged* **39**, 35–48.

KOVÁCS, G. & M. TÓTH, T. 1999: Zircon typology in granitoid rocks of the Ditrau Massif, Transylvania, Romania. – *Acta Mineralogica- Pertrographica, Szeged* **40**, 45–54.

KRÄUTNER, H-G. & BINDEA, G. 1998: Timing of the Ditrau alkaline intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). – *Slovak Geological Magazine* **4**, 213–221.

LE MAITRE, R.W. 1989: A Classification of Igneous Rocks and Glossary Terms, Blackwell, Oxford.

LILIENBACH, L. 1833: Journal d'un voyage géologique fait en travers toute la chaíne des Carpathes, en Bucovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. – *Mém. Soc. Géol. France* **1**, 237–316.

MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. 1989: Tectonic discrimination of granitoids. – *Geological Society of America Bulletin* **101**, 635–643.

MAURITZ, B. 1909: Das Syenitmassiv von Ditró. – *Földtani Közlöny* **39**, p. 522.

MAURITZ, B. 1925: A magmatikus differenciáció a ditrói és a mecseki foyaitos kőzetekben. – *Matematikai Természettudományi Értesítő* **41**, 241–252.

MOROGAN, V., UPTON, B. G. J . & FITTON, J. G. 2000: The petrology of the Ditrau alkaline complex, Eastern Carpathians. – *Mineralogy and Petrology* **69**, 227–265.

PÁL-MOLNÁR, E. 1994: A Ditrói Szienitmasszívum kialakulása a földtani megismerés tükrében. – *A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai, Szeged,* 85 p.

PÁL-MOLNÁR, E. 2000: Hornblendites and diorites of the Ditrau Syenite Massif. Ed. Dept. of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172.

PÁL-MOLNÁR, E. & ÁRVA-SÓS, E. 1995: K/Ar radiometric dating on rocks from the northern part of the Ditrau Syenite Massif and its petrogenetic implications. – *Acta Mineralogica- Pertrographica, Szeged* **36**, 101–116.

PEARCE, J. A. HARRIS, N. B. W. & TINDLE A. G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *Journal of Petrology* **25**, 956–983.

PUPIN, J. P. 1980: Zircon and Granite Petrology. – *Contrib. Mineralogy and Petrology* 73, 207–220.

PUPIN, J. P. 1985: Magmatic zoning of Hercynian Granitoids in France based on Zircon Typology. – *Schweizerische Minereraloghische und Petrographische Mitteilungen* **65**, 28–55.

SANDULESCU, M. 1980: Analyse géotectonique des chaines alpines situées autuor de la Mer Noire occidentale. – *An. Inst. Geol. Geofiz.* **56**, 5–54.

SANDULESCU, M. KRÄUTNER, H. G. BALINTONI, I., RUSSO-SANDULESCU, D. & MICU, M. 1981: The structure of East Carpatians (Moldavia–Maramures area). – XII. Cong. Carp. Balk. Geol. Assoc., Bucharest. Guide to excursion BI.

SHAND S. J. 1947: Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. – 3rd edition, J. Wiley and Sons, New York, 488 p.

STEIGER, R. H. & JÄGER, E. 1977: Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**, 359–362.

STRECKEISEN, A. 1935: Zur Differentiation im Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Rumänien). – *Bul. Lab. Mineral. Univ. Bucaresti* 1, 65–71.

STRECKEISEN, A. 1938: Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro in Rumänien als Beispiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. – Verh. Schweiz. Naturf. Ges. 159–161.

STRECKEISEN, A. 1952: Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), I. Teil. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **32**, 251–309.

STRECKEISEN, A. 1954: Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), II. Teil. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **34**, 336–409.

STRECKEISEN, A. & HUNZIKER, I. C. 1974: On the origin of the Nephelinesyenite Massif of Ditró (Transylvania, Romania). – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **54**, 59–77.

SUN, S. S.& MCDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in the ocean basins. Geological Society, Special Publication* **42**, 313–345.

UPTON, B. G. J. 1974: The alkaline province of south-east Greenland. – In: SORENSEN, H. (Ed.): The alkaline rocks London. John Wiley, 622 p.

WATSON E. B. & HARRISON T. M. 1983: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. - *Earth Planet. Sci Letters* **64**, 295–304.

WHALEN J. B., CURRIE K. L. & CHAPPELL B. W. 1987: A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. – *Contrib. Mineralogy and Petrology* **95**, 407–419.

ZINCENCO, D. & VLAD, C. 1978: Studiul geochimic-metalogenetic al masivului Ditrau si al formatiunilor adiacente cu privire speciala asupra mineralizatiilor associate. Partea I. Structura, petrografia si petrologia masivului. Archiva IPEG „Harghita", Manuscript.

ZÓLYA, L. & ZÓLYA, É. G. 1985: A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Putna Întunecoasa spring (in Romanian). Doc. Dept of IPEG „Harghita", Miercurea-Ciuc, Manuscript.

ZÓLYA, L. & ZÓLYA, É. G. 1986: A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Tilalmas -Halaság spring (in Romanian). Doc. Dept of IPEG „Harghita", Miercurea-Ciuc, Manuscript

Kézirat beérkezett: 2004. 05. 17.

Földtani Közlöny 135/1, 143–164. (2005) Budapest

A Csíkszentimre-büdösfürdői (Dél-Hargita hegység, Románia) higanytelepen kialakult mállási öv ásványtani és geokémiai vizsgálata

A mineralogical and geochemical study of the alteration crust from Sântimbru Băi (Southern Harghita Mountains, Romania)

Mineralogia şi geochimia crustei de alterare de la Sântimbru Băi (Munţii Harghita de Sud, România)

LACZKÓ Attila-Albert[1] – GHERGARI Lucreţia[2] – GÁL Judit[3]

(11 ábra, 6 táblázat)

Tárgyszavak: nehézfémek, mállás, vas-oxi-hidroxidok, agyagásványok
Keywords: heavy metals, weathering, iron oxi-hydroxides, clay minerals
Cuvinte cheie: minerale grele, alterare, oxihidroxizi de fier, minerale argiloase

Abstract

The main aim of this paper is to present some of the specific mineralogical and geochemical processes concerning the alteration crust which has formed in the area of a former cinnabar mining site at Sântimbru Băi, Eastern Carpathians, Romania.

The metallogenetic activity from Sântimbru Băi, carried out through a process of cinnabar-bearing mineralization,is a result of hydrothermal activities with sulphur deficit. Two important stages can be defined within the hydrothermal alteration; the first one is connected to the emplacement of the pyroxene-bearing microdioritic bodies, while the second to the hornblende and biotite-bearing quartz andesitic body.

The cinnabar-bearing mineralization of Sântimbru Băi – formed by the association of cinnabar, metacinnabar, pyrite, marcasite ± stibnite ± auripigment ± magnetite ± haematite – has been involved in a supergene transformation process, causing the contamination of the area with heavy metals.

The analysed samples were collected from spoil heaps (i.e. galleries and open pits). Levels of chemical elements, especially heavy metals which could be potentially harmful, were found to be high across large areas.

For the solid-phase characterization of the soil SEM-EDX, TEM and XRD were used. Techniques such as ICP-AES and cold vapour atomic absorption spectroscopy were used in order to determine metal concentrations.

The study carried out on the alteration crust which has formed in the mining area of Sântimbru Băi, revealed the existence of an association of allogenic (igneous or hydrothermal nature) and authigenic minerals (due to exogene factors). The collected samples were mostly composed of quartz, feldspar, and clay minerals. Other minerals (e.g. gypsum, lepidocrocite, goethite, iron sulphates and iron hydroxides), which are products of alteration processes, have been also identified. The highest pH values (2.41–6.34) and, the highest amount of electrical conductivity (77.7-1610 µS/cm) are recorded in the tailings storage facility and in the effluents from the galleries dug for geological exploration.

[1]SC"Geolex"SA, 530154 Csíkszereda (Miercurea Ciuc), Hargita u. 70/B, Hargita megye (jud. Harghita), Romania. E-mail: laczkoati@yahoo.com

[2]UBB Cluj, Faculty of Biology-Geology, Chair of Mineralogy. E-mail: ghergari@bioge.ubbcluj.ro

[3]University of Paisley, School of Engineering and Science, Scotland, E-mail: judit.gal@paisley.ac.uk

The most important elements of pollution which can be recognized are As, Hg, Pb, Sb and Sn. Their concentrations are far above the background levels and generally exceed the limit values in force for Romania.

Összefoglalás

E dolgozat célja a Hargita-hegyvonulat neogén–kvarter vulkanizmusához kötődő csíkszentimrei Büdösfürdőn feltárt higanytelepen kialakult mállási öv tanulmányozása során elért eredmények bemutatása.

A csíkszentimrei Büdösfürdő területén a hidrotermális aktivitáshoz kötődő ércképződés cinnabaritos ércesedést hozott létre (cinnnabarit ± metacinnabarit ± pirit ± markazit ± melnikovit ± antimonit ± auripigment ± magnetit ± hematit), amely a kvarc-biotit-amfibolandezit intruzív test felső részén és a környező piroxénandezitekben, piroxén-amfibolandezitekben és piroklasztitokban lelhető fel. Az ércásványok mállása okozza a környék nehézfémszennyezését.

A minták ásványtani elemzésére a következő módszereket alkalmaztuk: transzmissziós polarizációs mikroszkóp, transzmissziós elektron mikroszkóp és röntgensugaras diffraktometria. A geokémiai elemzéseket hideggőzös atomabszorpciós spektroszkópia (Hg) és ICP-AES segítségével végeztük el. A tanulmány során felhasznált minták a felszíni bányából és a meddőhányókról származtak.

A mállási öv tanulmányozása során egy sor eredeti (endomagmás és hidrotermás kialakulás) és autigén (felszíni erők hatására kialakult) ásványt azonosítottunk. Az eredeti ásványok a következők: kvarc, turmalin, apatit, zirkon, monacit, epidot, zoizit, plagioklász, amfibol, piroxén, biotit és hidrotermális agyagásványok (illit, illit/montmorillonit, kaolinit). A másodlagos ásványok a következők: gipsz, lepidokrokit, goethit, amorf vashidroxid, Na-jarosit, K-jarosit, quenstedtit, sziderotil és krisztobalit (felszíni agyagosodás során keletkezett). Az agyagásványok közül a kaolinit, a montmorillonit és a vermikulit tartozik ide. A másodlagos ásványok a meddőhányókban és a külszíni bányaterületén a csapadékvíz és a légköri oxigén hatására keletkeztek. A tanulmányozott terület vizeinek igen magas az elektromos vezetőképessége (77,7–1610 µS/cm) és a H^+ tartalma (pH 2,41–6,34).

A legnagyobb koncentrációjú toxikus elemek az As, Hg, Pb, Sb és Sn. Ezek az elemek koncentrációja messze meghaladja a Romániai Hivatalos Közlönyben meghatározott beavatkozási határértékeket.

Abstract

Scopul acestei lucrări este prezentarea rezultatelor obţinute în urma studierii din punct de vedere mineralogic si geochimic a crustei de alterare, formată în zona mineralizaţiei de la Sântimbru Băi (aria vulcanismul neogen-cuaternar din munţii Harghita).

Activitatea metalogenetică din această zonă este materializată printr-o mineralizaţie cinabriferă, care a rezultat în urma activităţii sistemelor hidrotermale deficitare în sulf. Această mineralizaţie a fost depusă în partea superioară a corpului generator (andezit cuarţifer cu hornblendă şi biotit), în andezitele piroxenice, andezitele cu piroxeni şi hornblendă şi în piroclastitele din jurul acestuia. Paragenezele mineralizaţiei sunt următoarle: marcasită-pirită-melnicovit; pirită-cinabru; pirită-marcasită-cinabru; pirită-marcasită-cinabru-stibină; cinabru-metacinabru, pirită-cinabru-auripigment, marcasită-pirită şi magnetit-hematit. Aceste minerale, datorită acţiunii factorilor exogeni, sunt supuşi proceselor de alterare, contribuind astfel la poluarea mediului înconjurător cu metale grele.

Pentru analizarea probelor din punct de vedere mineralogic s-au folosit următoarele metode: microscopie polarizantă prin transmisie; microscopie electronică de baleiaj, cu microanaliză şi difractometrie de raze X. Analizele geochimice au fost efectuate cu ajutorul spectroscopiei de absorpţie atomică (metoda vaporilor reci) şi cu ajutorul metodei ICP-AES. Probele analizate provin din crusta de alterare, formată pe suprafaţa carierei şi a hălzilor galeriilor II şi III.

În cursul studiilor efectuate asupra crustei de alterare formată şi în zona lucrărilor miniere de la Sântimbru Băi am pus în evidenţă o asociaţie de minerale alogene (de natură endomagmatică sau hidrotermală) şi autigene (cele formate sub acţiunea factorilor exogeni).

Grupa mineralelor alogene cuprinde următoarele minerale (minerale rezistente la acţiunea factorilor exogeni) cum sunt: cuarţ, turmalin, apatit, zircon, monazit, epidot-zoisit precum şi mineralele parţial rezistente: plagioclazi, hornblendă, piroxeni, biotit etc. În această grupă au fost

încadrate şi mineralele argiloase de geneză hidrotermală: illit, illit/montmorillonit şi parţial caolinit. În grupa mineralelor autigene au fost incluse: gips, lepidocrocit, goethit, hidroxid de fier amorf, Na-jarosit, K-jarosit, quenstedtit, siderolit (rezultate în urma oxidării-hidratării bisulfurilor de fier şi a reacţiei acidului sulfuric cu minerale carbonatate şi/sau silicatate), respectiv cristobalit (format în urma procesului de argilizare exogenă). Dintre mineralele argiloase se pot încadra în această grupă: caolinitul, montmorillonitul şi vermiculitul. Formarea mineralelor autigene se datorează circulaţiei oxigenului şi a apei în hălzile galeriilor şi la suprafaþa carierei. În zona studiată au fost măsurate valori ridicate ale pH-ului (2,41–6,34) şi ale conductivităþii electrice (77,7–1610 µS/cm) ale apelor.
Dintre elementele chimice nocive cele mai concentrate sunt As, Hg, Pb, Sb şi Sn. Concentraţia acestor elemente depăşeşte cu mult limitele de intervenţie stabilite în Monitorul Oficial al României.

Bevezetés

Az érces övekben a szulfidásványok csak a víz és az oxigén hiányában stabilak. Ha ezek az ásványok természetes körülmények vagy bányászat során a felszínre kerülnek azonnal a felszíni erők destruktív – oxidációs-hidratációs – hatásának lesznek kitéve. Ez a folyamat másodlagos ásványok (szulfátok, oxihidroxidok, aluminoszilikátok, hidratált szilikátok) megjelenéséhez vezet, amelyek az ellenálló ásványokkal együtt az átalakulási övet alkotják. A mállási folyamatok következtében felszabaduló nehézfémek bekerülnek a talajba és a felszíni, ill. felszín alatti vizekbe, ahol jelenlétükkel, egy bizonyos koncentráció meghaladása esetén, igen komoly zavarokat okozhatnak a természetes geokémiai ciklusokban. Ezek a toxikus nehézfémek a szennyezőgóc közvetlen és közvetett környezetében, esetenként még távolabb is, komoly károsodásokat okozhatnak az élővilágban, következésképpen azon emberek egészségében is, akik valami módon kapcsolatba lépnek ezen környezetekkel.

Ilyen eset ásványtani és geokémiai tanulmányát mutatjuk be, a csíkszentimrei Büdösfürdő területén feltárt higanytelepen kialakult átalakulási öv példáján

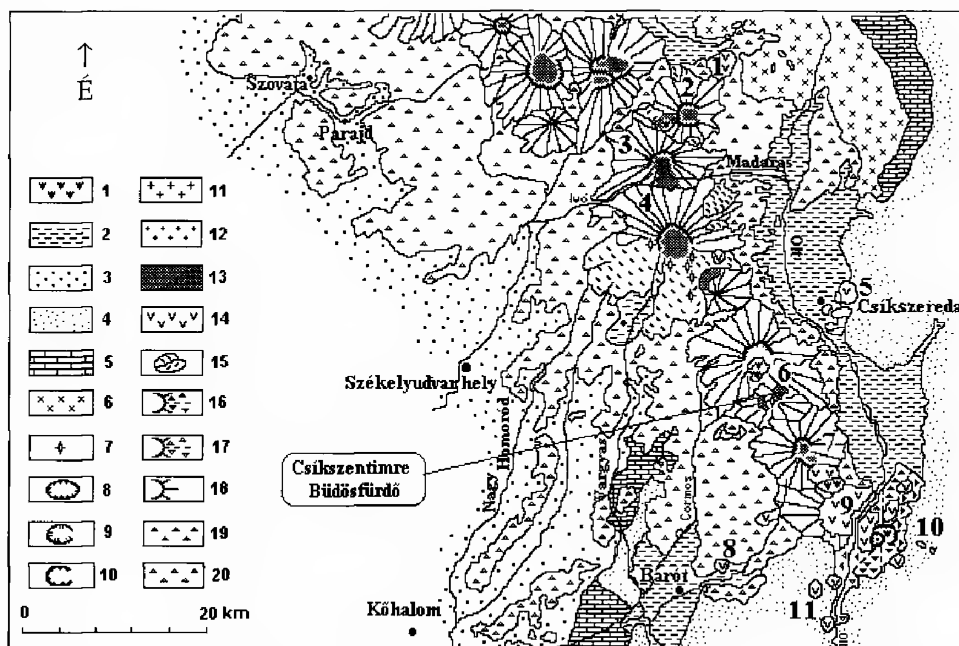
A kutatott terület földtani felépítése

A csíkszentimre-büdösfürdői higanytelep a Kelemen–Görgényi–Hargita neogén–kvarter mészalkáli vulkáni hegylánc déli részén, a Lucs–Láz vulkáni területen található (Dél-Hargita hegység) (*1. ábra*).

A K/Ar kormeghatározások alapján e vulkáni területen a metallogéniai folyamatok megközelítőleg 5,13 millió éve kezdődtek el és 4,14 millió éve zárultak le (SZAKÁCS & SEGHEDI 1995).

A Lucs–Láz terület vulkáni működése során a következő kőzettípusok jöttek létre: piroxénandezitek, piroxén-amfibolandezitek, kvarc-biotit-amfibolandezit, porfíros diorit és monzodiorit, piroklasztitok (TĂNĂSESCU 1978; LACZKÓ et al. 2004) (*2, 3. ábrák*).

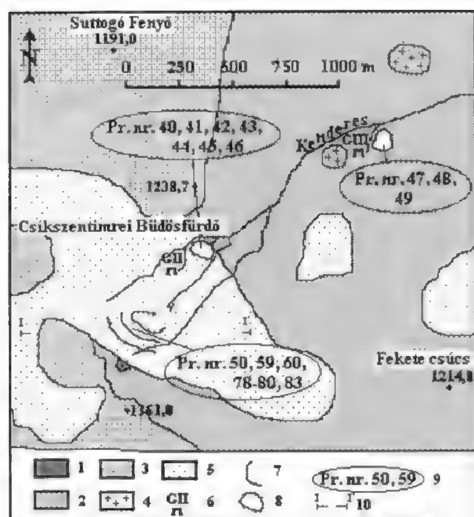
Az intruzív testek (porfíros piroxéndiorit, kvarc-biotit-amfibolandezit) hőfluxusa következtében létrejött parahidrotermális oldatok hidrotermális érckiképződést hoztak létre. Ezt a vető- és repedésrendszerek, a breccsásodott zónák, a litológiai határok, valamint az érintett kőzetek kémiai, ásványtani és szerkezeti tulajdonságai határozták meg (STANCIU 1996; LACZKÓ 2003). Az így létrejött átalakító folyamatok két elkülönülő fázisban zajlottak le. Az első fázis a



1. *ábra.* A Hargita hegyvonulat vulkanológiai térképe (SZAKÁCS & SEGHEDI nyomán, 1995, utólagos változtatásokkal – LACZKÓ 2003). 1. Kvarter tavi és mocsári üledékek; 2. Kainozoos, a vulkanizmussal egyező idejű és annál fiatalabb üledékek; 3. Az Erdélyi-medence üledékei; 4. Kréta flis; 5. Paleozoos képződmények (mezozoos kristályos öv); 6. Prekambriumi–paleozoos plutoni és más kristályos kőzetek (mezozoos kristályos öv); 7. Vulkáni kitörési központ; 8. Vulkáni kráter; 9. Vulkáni kaldera; 10. Beszakadt kalderák; 11. Porfíros intruzív kőzetek; 12. Finomszemcsés porfíros intruzív kőzetek; 13. Vulkáni szerkezetek magja (Core complex); 14. Extruzív dóm; 15. Lávafolyás; 16. Piroklasztos vulkáni kúp; 17. Sztratovulkán; 18. Kiömlési vulkáni kúp; 19. Vulkanoklasztos üledékek (proximális fácies); 20. Sárfolyások, törmelékes lavinák és epiklasztitok. Vulkáni szerkezetek: 1. Reketyés; 2. Stânca-Osztoros; 3. Ivó–Kokojzás; 4. Vargyas; 5. Harom–Zsögöd–Somlyó; 6. Lucs–Láz; 7. Kakukk-kráter; 8. Tirkó; 9. Piliska; 10. Csomád; 11. Bükkszád–Málnás szubvulkáni mező

Fig. 1 Volcanological map of the Harghita Mountains (according to SZAKÁCS *&* SEGHEDI *1995, with modifications –* LACZKÓ *2003). 1 Quaternary swamp or lake deposits; 2 Cenozioc postvolcanic and synvolcanic sediments; 3 Cenozioc prevolcanic molasse sediments of the Transylvanian basin; 4 Cretaceous–Tertiary sediments of the Eastern Carpathians Flysch zone; 5 Late Palaeozoic–Cretaceous sediments of Eastern Carpathians; 6 Precambrian–Palaeozoic metamorphic and plutonic rocks of the Crystalline-Mesozoic Zone of Eastern Carpathians; 7 Neck; 8 Crater; 9 Caldera-like depressions; 10 Collapse calderas (caldera fault); 11 Porphyritic intrusive rocks; 12 Fine porphyritic intrusive rocks; 13 Volcanic core complexes; 14 Extrusive domes; 15 Lava flows; 16 Pyroclastic cone; 17 Stratovolcanic cone; 18 Effusive cone; 19 Coarse pyroclastic rocks – proximal facies; 20 Mud flow, debris avalanche, debris flow and ephemeral stream epiclastic volcanic rocks. Volcanic edifices and areas: 1 Răchitiş; 2 Stânca-Ostoroş; 3 Ivó–Cocoizaşi; 4 Vârghiş; 5 Harom–Jigodin–Şumuleu; 6 Luci–Lazu; 7 Cucu; 8 Tirco; 9 Pilişca; 10 Ciomadul; 11 Bicsad-Malnaş volcanic field*

Fig. 1. Harta vulcanologică a munţilor Harghita (după SZAKÁCS *şi* SEGHEDI *1995, cu modificări –* LACZKÓ*, 2003). 1. Depozite cuaternare lacustre sau de mlaştină; 2. Sedimente post- şi sinvulcanice terţiare; 3. Sedimentele bazinului Transilvaniei; 4. Depozite cretacice (fliş cretacic); 5. Depozite paleozoice (zona cristalino-mezozoică); 6. Roci cristaline şi plutonice precambrian–paleozoice (zona cristalino-mezozoică); 7. Centre de erupţie; 8. Cratere; 9. Caldere; 10. Caldere prăbuşite; 11. Roci porfirice intruzive; 12. Roci fin-porfirice intruzive; 13. Miezul conului vulcanic; 14. Domuri extruzive; 15. Curgeri de lave; 16. Conuri piroclastice; 17. Con stratovulcanic; 18. Con efuziv; 19. Depozite vulcanoclastice (facies proximal); 20. Curgeri noroioase, avalanşe debritice, curgeri debritice şi roci epiclastice. Structuri vulcanice: 1. Răchitiş; 2. Stânca-Ostoroş; 3. Ivó–Cocoizaşi; 4. Vârghiş; 5. Harom–Jigodin–Şumuleu; 6. Luci–Lazu; 7. Cucu; 8. Tirco; 9. Pilişca; 10. Ciomadul; 11. Bicsad-Malnaş volcanic field*



2. *ábra.* A csíkszentimrei Büdösfürdő és környéke geológiai térképe (TĂNĂSESCU 1978, utólagos változtatásokkal – LACZKÓ et al. 2004) és a minta vételezési helyek. 1. porfíros diorit; 2. piroxénandezit; 3. piroxén-amfibolandezit; 4. intruzív kőzetek; 5. hidrotermásan mállott kőzetek (agyagosodás, kovásodás, piritesedés, turmalinosodás); 6. táró; 7. külszíni bánya; 8. meddőhányó; 9. minták; 10. földtani szelvény

Fig. 2 Geological map of the Sântimbru Bâi area (after TĂNĂSESCU 1978, with modifications – LACZKÓ et al. 2004) and sampling points. 1. Porphyric diorite; 2. Pyroxene andesite; 3. Andesites with pyroxene and hornblende; 4. Subvolcanic rocks; 5. Hydrothermal-metasomatic affected rocks (argilisations, silicifications, pyritisations, turmalinisations); 6. Gallery; 7. Quarry; 8. Mine dump; 9. Samples; 10. Geological section

Fig. 2. Harta geologică a perimetrului Sântimbru Bâi (după TĂNĂSESCU 1978, cu modificări – LACZKÓ et al., 2004) şi localizarea probelor. 1. Diorite porfirice; 2. Andezite piroxenice; 3. Andezite cu piroxeni şi hornblendă; 4. Roci subvulcanice; 5. Roci afectate hidrotermal-metasomatic; 6. Galerie; 7. Carieră; 8. Haldă de steril; 9. Probe; 10. Secţiune geologică

piroxénes mikrodiorit intrúzióhoz kötődik, amely gyenge biotitosodást, szericitesedést, karbonátosodást és agyagosodást hozott létre (TĂNĂSESCU 1978; STANCIU 1984). A második fázist a kvarc-biotit-amfibolandezit (dácit?) intruziós test okozta, amelynek következtében szericitesedés, agyagosodás (illit, montmorillonit, kaolinit, illit/montmorillonit), kovásodás, turmalinosodás és piritesedés jött létre (TĂNĂSESCU 1978; LACZKÓ 2003; LACZKÓ et al. 2003).

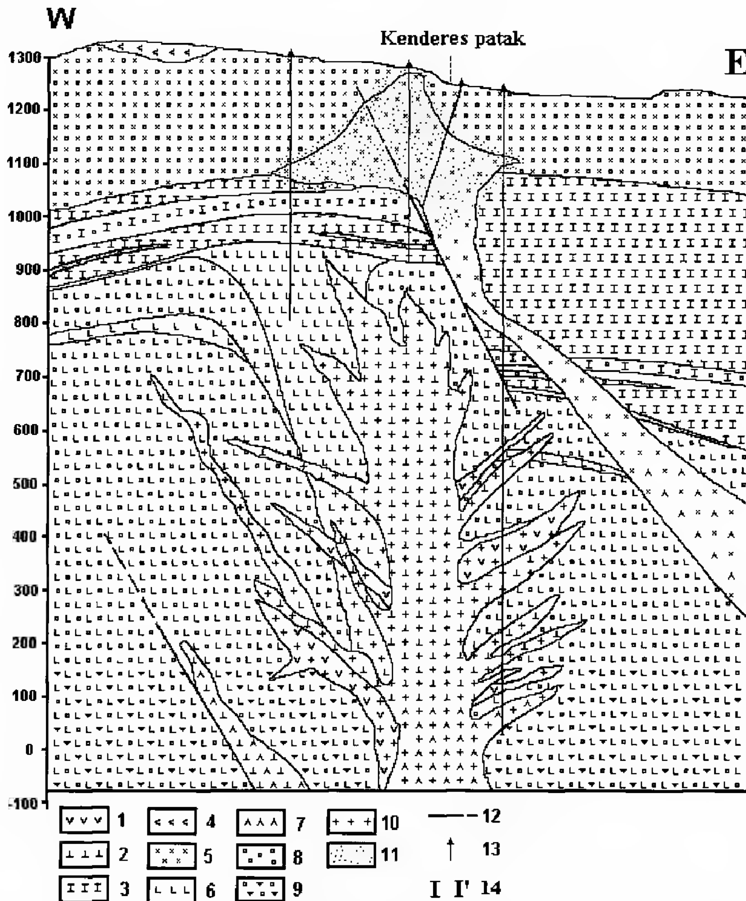
A csíkszentimrei Büdösfürdő területén lejátszódó ércképződés cinnabaritos ércesedést eredményezett (markazit-pirit-melnikovit; pirit-cinnabarit; pirit-markazit-cinnabarit; pirit-markazit-cinnabarit-antimonit; cinnabarit-metacinnabarit, pirit-cinnabarit-auripigment, markazit-pirit és magnetit-hematit), amelyet kénben szegény hidrotermás rendszer hozott létre (MOŢOI et al. 1975; MÂRZA 2002; LACZKÓ et al. 2004). Az ércesedés a kvarc-biotit-amfibolandezit intruzív test felső részén, a környező piroxénandezitekben és piroklasztitokban lelhető fel.

Minták és analitikai módszerek

Minták származási helye

A minták a felszíni bányából (50, 59, 60, 78, 80, 83) és a meddőhányókról származnak (II-es bánya meddőhányója – 40–46; III-as bánya meddőhányója – 47–49). Származási helyük a 2-es ábrán látható.

A 40-es minta a II-es táró meddőhányója délkeleti oldalánál elfolyó Kenderes-patak üledékéből, a 41-es minta ugyaninnen, egy vas-oxi-hidroxidos bekérgeződésből származik. A 42, 43, 44 és a 46-os mintákat a II-es táró meddőhányó frontvonalából, a déli oldaltól kezdve (42-es minta) az északi oldalig (46-os minta), 10 méterenként vettük. A 45-ös minta a 44-es mintavételi pont alól (2 m), a meddőhányó alól előbukkanó forrás üledékéből származik.



3. *ábra.* Földtani szelvény a Csíkszentimre-büdösfürdői vulkáni területről (PELTZ et al. 1974). 1. piroxénandezit-1; 2. piroxénandezit-2; 3. piroxénadezit ± biotit, kvarc; 4. piroxén-amfibolandezit; 5. kvarc-biotit-amfibolandezit; 6. kvarcandezit; 7. porfíros microdiorit; 8. piroklasztitok; 9. piroklasztitok, epiklasztitok, lávák; 10. magmatikus test; 11. ásványosodás; 12. vető; 13. fúrás; 14. a földtani szelvény száma

Fig. 3. Geological section across the Sântimbru Băi volcanic structure (PELTZ et al. 1974). 1. pyroxene andesite-1; 2. pyroxene andesite-2; 3. piroxene andesite ± biotite, quartz; 4. andesite with pyroxene and hornblende; 5. andesite with quartz, biotite and hornblende; 6. andesite with quartz; 7. porphyric microdiorite; 8. pyroclastites; 9. pyroclastites, epiclastites, lava flows; 10. intrusive body; 11. mineralisation; 12. fault; 13. drill; 14. number of the geological section

Fig. 3. Secţiune geologică în structura vulcanică de la Sântimbru Băi (după PELTZ et al. 1974). 1. andezit cu piroxen-1; 2. andezit cu piroxen-2; 3. andezit cu piroxeni ± cuarţ, biotit; 4. andezit cu piroxeni şi hornblendă; 5. andezit cuarţifer cu biotit şi hornblendă; 6. andezit cuarţifer ; 7. microdiorit porfiric; 8. piroclastite; 9. piroclastite, epiclastite, curgeri de lave; 10. corp intrusiv; 11. mineralizaţie; 12. falie; 13. foraj; 14. numărul secţiunii geologice

A 47-es és a 48-as mintákat a III-as táró középső részéből vettük (minták közti távolság 35 m). A 49-es minta a III-as táró bejárata előtti tavacska üledékéből (amorf vashidroxid + agyagásványok) származik.

A külszíni bánya mintáit a harmadik kitermelési lépcsőn kialakult talajból (50-es minta a III-as lépcső délkeleti része, az 59-es minta az előbbitől 100 m-re északra), a második kitermelési lépcső középrészén található kovás alapanyagra lerakódott pirit és markazit kristályokból alkotott erecskéből (60-as minta), valamint az I-es kitermelési lépcső felületéről, északról délfelé 50 méterenként (78–80, 83) vettük.

Analitikai módszerek

A minták elemzésére a következő analitikai módszereket alkalmaztuk: transzmissziós polarizációs mikroszkóp (Jenapol); SEM-EDX (pásztázó elektronmikroszkóp – energiadiszperzív röntgensugaras elemzéssel); röntgensugaras diffraktometria (Dron3); hideggőzös atomabszorpciós spektroszkópia (AAS 220FS); ICP-AES (Perkin-Elmer, Optima 3000); GPHR 1400, GLM 020.

Transzmissziós polarizációs mikroszkóp

A minták ásványtani összetételének tanulmányozásához Jenapol típusú transzmissziós polarizációs mikroszkópot használtunk (Carl Zeiss Jena). Ezzel a mikroszkóppal maximum 400-szoros nagyítást lehet elérni.

Pásztázó elektronmikroszkóp (SEM-EDX)

High Resolution Hitachi S4100 típusú műszert alkalmaztunk (hidegmezős emissziós pásztázó elektronmikroszkóp), amelyhez egy EDX elemző (Energy Dispersive X-ray – energiadiszperzív röntgensugaras elemzés) kapcsolódik (Oxford Instruments). Ez a tehnika intergranuláris és morfológiai elemzésekkel párhuzamosan, az EDX segítségével, a tanulmányozott minta kémiai összetételének a tanulmányozását is lehetővé teszi.

Az elemeloszlási térképek csiszolt metszetek tanulmányozásával készültek. A tanulmányozandó felületet szabadon hagyva, ezeket a metszeteket arannyal borítottuk be. A szabadon maradt felületek EDX-es elemzésével lehetővé vált az alkotó kémiai elemek azonosítása, eloszlása és egymás közti viszonyának elemzése. Az érzékelési határ a különböző elemeknél 0,01 és 0,5 wt%-között változik. Az elemeloszlási térkép generálása 20 kV-al és 100 nA-rel történt. Az adatok begyűjtése hullámhosszonként diszperzíven, 100 ms/pixellel történt. Az egyes elemek koncentrációja a vörös színűtől (alacsony koncentráció) a fehérig (magas koncentráció) változik.

Röntgensugaras diffraktometria (XRD)

A kristályos ásványok azonosításánál a röntgensugaras diffraktometria (XRD) módszerét alkalmaztuk a teljes mintán mint rendezetlen készítmény, irányított mintán és etilénglikollal kezelt mintán (porminta). Dron3 típusú műszert

használtunk. Az elemzések réz antikatód és Ni-szűrő használatával történtek (Kα radiáció =1,54051 Å). A reflexiókat 2°–64° intervallumban mértük.

Atomabszorpciós spektroszkópia (AAS)

Az összes higany-koncentráció kimutatásához egy AAS 220FS (VARIAN) típusú spektrofotométert alkalmaztunk. Ez az analitikai módszer a hideggőz elvet használja (CV-AAS – cold vapor atomic absorption spectrophotometry). A műszer egy mérőcellával és egy higanygőz generátorral van ellátva, amely a higany redukálásához savas oldatot használ (sztannoklorid).

Az elemzés sikeres elvégzéséhez minimum 250 mg minta szükséges, amit HNO_3 + HCl (3:1) oldatban, három órán keresztül, 100 °C alatti hőmérsékleten kell feltárni. Az így kezelt mintát $KHCO_3$-al kell stabilizálni (50 g/l). Az etalon hasonló módon készül el. A más elemek okozta interferenciát, a sztannoklorid hozzáadása előtt, 45%-os KOH oldat segítségével kell elnyomni. Ez az oldat az esetlegesen interferenciát okozó kémiai elemeket (Au, Ag, Cu, Pt, Se, Te) oxidokká és/vagy hidroxidokká alakítja át, amelyek a mérést nem zavarják.

ICP-AES

Az ICP-AES (Inductivity Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry) analitikai módszert a különböző kémiai elemek (As, Cu, Fe, Hg, P, Pb, S, Sb, Sn, Zn) koncentrációjának a kimutatásánál alkalmaztuk. Ehhez a módszerhez Perkin-Elmer Optima 3000 típusú spektrométert alkalmaztunk. A spektrumvonalakat a WinLab (Perkin-Elmer) standard szerint ellenőriztük. A műszer kalibrálásához sokelemes standard oldatot használtunk (100 mg/L), amit 10%-os HNO_3 oldathoz adtunk. Minden egyes elemzést háromszor ismételtük meg. A HNO_3-as oldatot minta nélkül is teszteltük, amit etalonként használtunk.

GPHR 1400, GLM 020

A tanulmányozott terület vizeinek a kémiai–fizikai tulajdonságait GPHR 1400 (pH, Eh) és GLM 020 (EC – Electrical Conductivity) műszerek segítségével mértük. A GPHR 1400-as készülék a pH értékét a 0–14 ± 0,02 intervallumban méri. Mérés előtt a műszer kalibrálása standard oldatok segítségével történt, amelyeknek a pH értéke 25 °C-on 4, illetve 7 volt. A terepi mérések esetén, ez a műszer a hőmérséklet függvényében, a vezetőképesség félautomata korrekcióját teszi lehetővé.

A vizek redox állapotát (Eh) szintén a GPHR 1400 típusú műszerrel mértük. Ennél a mérésnél egy Pt-Pt elektródát és egy RBD típusú (Ag/AgCl) referenciaelektródát használtunk. Az elektródapárost egy fero/feri káliumcianátos oldat segítségével ellenőriztük.

A vizek fajlagos elektromos vezetőképességének a mérését a GLM 020 műszerrel végeztük, amelyet egy CyberScan CON20 műszer segítségével kalibráltunk. A kalibrálás 25 °C-on történt, 447 (EC-CON-447), 1413 (EC-CON-1413), 2764 (EC-CON-2764) és 15000 (EC-CON-15000) µS/cm standard oldatokkal

(az Eutech Cybernetics gyártása). Ezek a műszerek automata korrekciós rendszerrel vannak ellátva, amelyek a hőmérséklet függvényében működnek.

A mikroszkópos és a diffraktometriai elemzéseket a kolozsvári BBTE Ásványtani Tanszék laboratóriumában, az atomabszorpciós spektroszkópiai elemzéseket a bukaresti SC „Prospecţiuni" SA (Románia) laboratóriumában, míg az ICP-AES és a SEM-EDX elemzéseket a University of Paisley (Skócia) laboratóriumában végezték.

A mállási öv ásványtani és geokémiai jellemzése

Ásványtan

A csíkszentimrei Büdösfürdő higanytelepéhez kötődő átalakulási öv ásványait mikroszkópos vizsgálatok, SEM-EDX és röntgensugaras diffraktometria segítségével határoztuk meg.

A tanulmányozott területen 1977-ben felhagyott bányászat eredményeként hátramaradt felszíni bánya és a meddőhányók felszínén lassan megindult a talajképződés. Ezért a minták egy része különböző mennyiségű szerves anyagot tartalmaz (növényi maradványok, levelek, pollen, humusz), amelynek %-os arányát nem határoztuk meg Tehát az ásványtani adatok csak a minták szervetlen részére vonatkoznak, amelyet 100%-nak vettünk. A 41, 50, 59-es minták tartalmazzák a legtöbb szerves anyagot.

A 49, 60, 78, 79, 80 és a 83-as minták ásványos összetételét nem vizsgáltuk. A 49-es mintát amorf vashidroxidok és agyagásványok alkotják. A 78–80 és 83-as minták agyagos anyagból származnak (hidrotermálisan erősen bontott – agyagosodott – kőzetek). A 60-as minta kovás alapanyagba települt pirit és markazit kristály-erecskéből származik.

Mikroszkópos vizsgálatok

Granulometriai szempontból az elemzett minták a következő csoportokba oszthatók: lutit–arenit–szilt (40, 41, 42, 43, 44, 47, 48–as minták), szilt–arenit–lutit (46, 50, 59-es minták) és arenit–szilt–lutit (45-ös minta). A minták arenit tartalma általában igen nagy (25–60%), mivel a lito- és a krisztalloklasztok mellett, a vas-oxi-hidroxidok által cementált agyagos aggregátumok is ebbe a kategóriába sorolhatók. A lutit frakció jelenléte 10–70% között változik. A mintákban található rögöket az itt fellelhető kőzetekből kialakult litoklasztok (jórészt hidrotermálisan átalakultak: kovásodás, agyagosodás, turmalinosodás) és krisztalloklasztok (magmás és metamorf kvarc, különböző mértékben mállott földpátok, amfibolok, piroxének, epidot, zoizit, titanit, apatit, monacit, ritkán kalcit és biotit) alkotják. Az újonnan keletkezett ásványok mellett, amelyek a kénsav kalcit által való semlegesítése következtében jöttek létre, megemlíthetjük a gipszet, amely igen nagy mennyiségben van jelen a 46-os (II-es meddőhányó) és az 50-es (felszíni bánya) mintákban. A mikroszkóppal azonosított ásványok mellett a tanulmányozott mintákban agyagásványokból és vas-oxi-hidroxidokból álló barna, gyakran opak aggregátumok is jelen vannak, amelyek a szilt és az arenit kategóriába sorolhatók.

Pásztázó elektronmikroszkópia és energiadiszperzív röntgensugaras elemzések

A SEM elemzések azt mutatták, hogy a fentebb említett barna rögök szilikátokból (agyagásványok ± agyagosodott ásványdarabkák) és/vagy vasásványok által (szulfátok ± vas-oxi-hidroxidok) bevont kovásodott kőzetalapanyag-

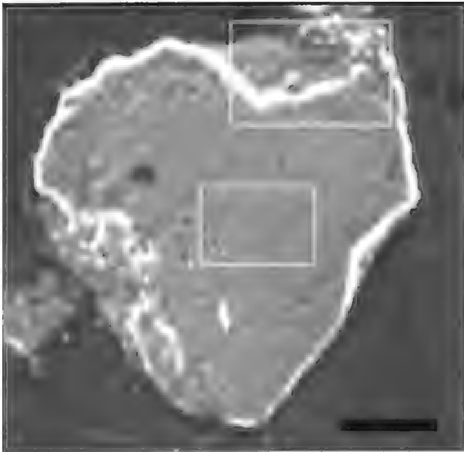
1. *táblázat.* A 43-as és 59-es minták 100%-ra normalizált kémiai összetétele

Table 1 100% normalized chemical composition of selected elements in samples 43 and 59

Tabelul 1. Compoziţia chimică elementară, normalizată 100% a granulelor din probele 43 şi 59

Kémiai elem	Százalékos összetétel (%)		
	59-es minta		43-as minta
	Központi zóna	Szegély	Központi zóna
Si	52.39	2.36	83.69
Ti	0.30	-	0.42
Al	28.96	1.76	9.76
Fe	15.19	61.76	1.16
Mg	-	-	0.06*
Ca	0.48	0.26	0.49
K	2.14	1.28	2.91
Na	-	6.69	1.06
Cl	0.17	-	-
P	-	0.70	-
S	0.37	25.18	0.44
Összes	100	100	100

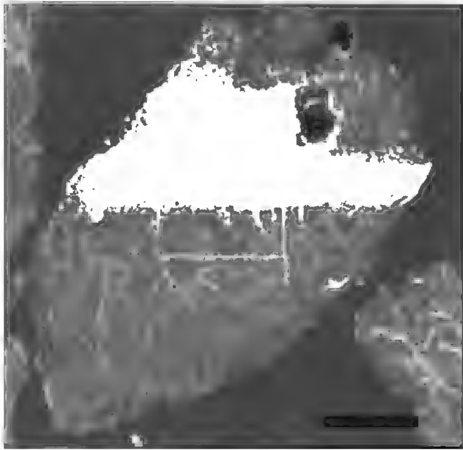
*= <2sigma



4. *ábra.* Az 59. minta scanning elektronmikroszkópos képe. Főként agyagásványokból álló szemcse jarosit kéreggel. Az elemzett területek jelölve. Lépték 200 μm

Fig. 4 SEM image, sample 59. Grain of mainly clay mineral composition surrounded by layer of jarosite. The analysed zones are shown in the image. Scale bar represents 200 μm

Fig. 4. Imagine SEM (electroni se-cundari), proba 59. Granulă din minerale argiloase înconjurată de o bordură formată majoritar din jarosit. Sunt marcate zonele analizate chimic. Scara: 200 μm



5. *ábra.* A 43-as minta scanning elektronmikroszkópos képe. Kovásodott kőzet töredéke. Az elemzett területek az ábrán jelölve. Lépték 200 μm.

Fig. 5. SEM image, sample 43. Fraction of fundamental silicified mass. The analysed zone is shown in the image. Scale bar represents 200 μm

Fig. 5. Imagine SEM (electroni secundari), proba 43. Fragment de masă fundamentală silicifiată. Este marcată zona analizată chimic. Scara: 200 μm

ból tevődnek össze. Ezt a tényt a mikroelemzés (röntgensugaras spektroszkópia) segítségével megvizsgált két rög (43-as és 59-es mintából) kémiai összetétele támasztja alá (*1. táblázat*).

A *4. ábrán* a másodlagos elektronkép egy gyenge reflexióval rendelkező rögöt mutat (59-es minta), melynek széleit egy fényes sáv övezi. A rög központi részének és a fényes sávnak az elemzése különböző kémiai összetételt mutat (*1. táblázat*). A központi rész szilikátokból, míg a külső sáv vasásványokból tevődik össze. A kémiai elemzések százalékos összetétele mindegyik zónában kisszámú ásvány jelenlétét mutatja (*2. táblázat*). Így az 59-es mintából származó rög

2. táblázat. A 43-as és 59-es minták 100%-ra normalizált ásványtani összetétele
Table 2. 100% normative mineralogical composition in samples 43 and 59
Tabelul 2. Compoziţia mineralogică normativă 100% a granulelor din probele 43 şi 59

Ásvány	Százalékos összetétel (%)		
	59-es minta		43-as minta
	Központi zóna	Szegély	Központi zóna
Kvarc	19.27	0.57	74.39
Földpát	-	-	10.11
Kaolinit	48.69	4.18	13.19
Illit	19.67	-	-
Klorit	-	-	-
Na-jarosit	-	70.39	-
K-jarosit	-	8.24	-
Sziderotil	-	16.32	1.59
Goethit	11.40		0.29
Gipsz	0.97		-
Rutil	-		0.34
Apatit	-	0.30	-
Összes	100	100	100

központi részét főként kaolinit, alárendelten illit és kvarc, míg a peremi zónát főként Na-jarosit, alárendelten K-jarosit, sziderotil és kismennyiségű kaolinit alkotja. A 43-as mintából származó rög (*5. ábra*), kovásodott kőzetalapanyagot (andezit) képvisel, amely főként kvarcból, alárendelten földpátból és kaolinitból tevődik össze.

Röntgensugaras diffraktometria

A kvantitatív ásványtani meghatározást (röntgensugaras diffraktometria, pormintaelemző módszer), mikroszkópos adatokkal egészítettünk ki. A diffraktogramokat rendezetlen teljes mintákon és orientált, majd etilénglikollal kezelt mintákon végeztük el, amelyek az agyagfrakcióból származtak (<5 μm).

A diffraktometria segítségével azonosított ásványok, előfordulási sorrendben, a következők: kvarc, földpátok, agyagásványok (illit, montmorillonit, illit/montmorillonit, kaolinit, vermikulit/illit), krisztobalit, lepidokrokit, goethit, gipsz, jarosit, quenstedtit és sziderotil. Az úgynevezett „egyéb ásványok" csoport olyan ásványokat tartalmaz, amelyek igen kis mennyiségben jelennek meg ahhoz hogy ezzel a módszerrel azonosíthatók legyenek. Ezek: amfibol, piroxén, turmalin, biotit, muszkovit, kalcit, cirkon, epidot-zoizit, titanit, apatit és monacit (*3. táblázat; 6.* és *7. ábrák*).

3. táblázat. A Csíkszentimre-büdösfürdői higanytelepen kialakult mállási övből származó minták ásványtani összetétele

Table 3 Mineralogical composition of the samples taken from the alteration zone formed in cinnabar mineralization zone from Sântimbru Băi

Tabelul 3. Compoziţia mineralogică a probelor prelevate din crusta de alterare formată în zona mineralizaţiei cinabrifere de la Sântimbru Băi

Ásvány	Minta szám – No of Sample							
	40	41	42		43	44	45	
	tm	tm	tm	<5µm	tm	tm	tm	<5µm
	%	%	%	%	%	%	%	%
Kvarc	26	15	37	6	38	31	33	7
Földpát	10	23	-	8	10	5	15	-
Illit	26	-	-	-	-	28	27	44
Illit/montmorillonit	25	38	41	71	15↑+17↓*	29	16	34
Kaolinit	8	-	-	12	11	-	3	15
Krisztobalit	-	-	3	3	-	-	-	-
Lepidokrokit	-	-	17	-	-	5	5	-
Goethit	4	23	-	-	7	-	-	-
Gipsz	-	-	-	-	-	-	-	-
Egyéb ásványok	1*	1	2*	-	2**	2*	1*	-

- tm – teljes minta (bulk sample - probă brută);

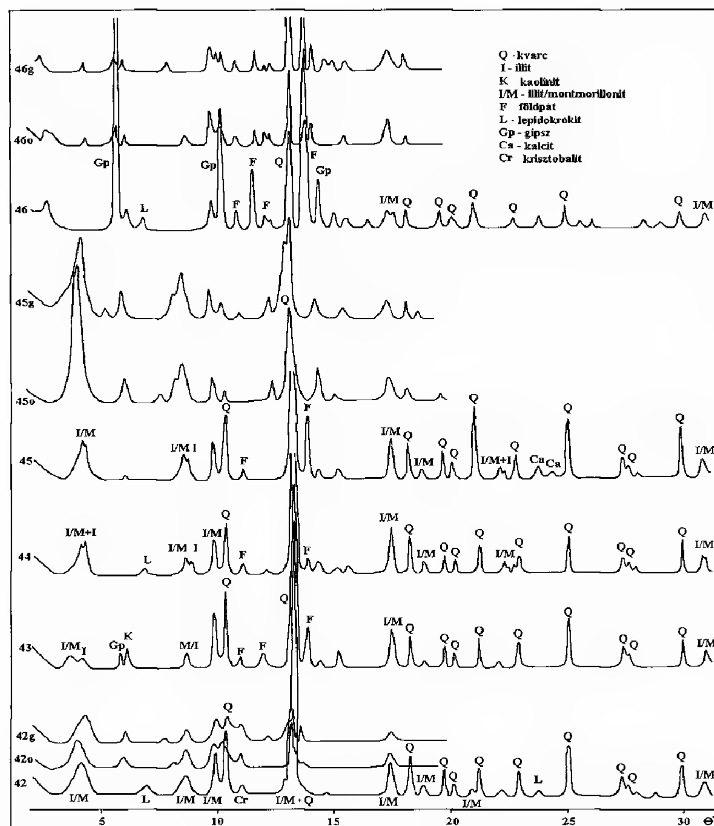
- *40 – amfibol, piroxén; *42 – földpát, muszkovit, turmalin; *43 - ↑ sok montmorillonit, ↓ kevés montmorillonit; **43 – goethit, kalcit, zirkon, apatit, titanit; *44 – gipsz, biotit; *45 – piroxén, zoizit.

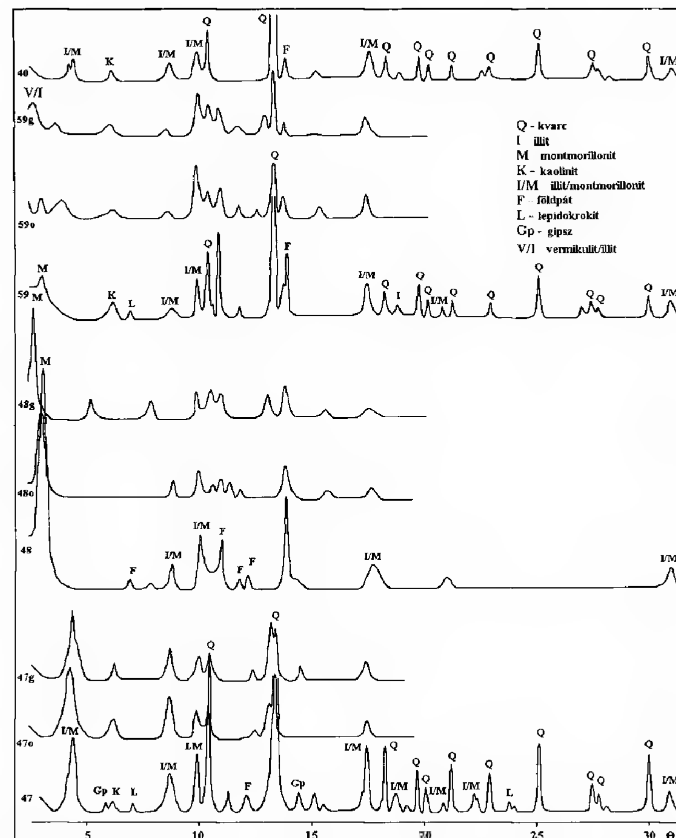
Ásvány	Minta szám – No of Sample								
	46		47		48		50	59	
	tm	<5µm	tm	<5µm	tm	<5µm	tm	tm	<5µm
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Kvarc	6	11	42	7	-	-	7	35	12
Földpát	29	23	-	-	15	13	21	19	12
Illit	-	-	-	-	-	-	-	6	-
Illit/montmorillonit	-	13	44	74	10	-	-	-	-
Montmorillonit	7	22	-	-	68	84	-	23	44
Vermikulit/illit	-	-	-	-	-	-	-	-	16
Kaolinit	6	13	3	19	-	-	37	7	16
Krisztobalit	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lepidokrokit	7	-	6	-	3	-	-	8	-
Goethit	-	-	-	-	-	-	18	-	-
Gipsz	43	18	3	-	2	3	15	-	-
Egyéb ásványok	2*	-	2*	-	2*	-	2	2*	-

- tm – teljes minta (bulk sample - probă brută);

Ásványgenetikai diszkusszió

A keletkezési feltételek a csíkszentimrei Büdösfürdőn kialakult mállási öv azonosított ásványai lehetnek eredetiek (azok az ásványok, amelyek a külszíni hatások következtében nem szenvedtek változást) és másodlagosak (autigének) (amelyek kialakulásukat a külszíni erőknek köszönhetik). Az eredeti ásványok

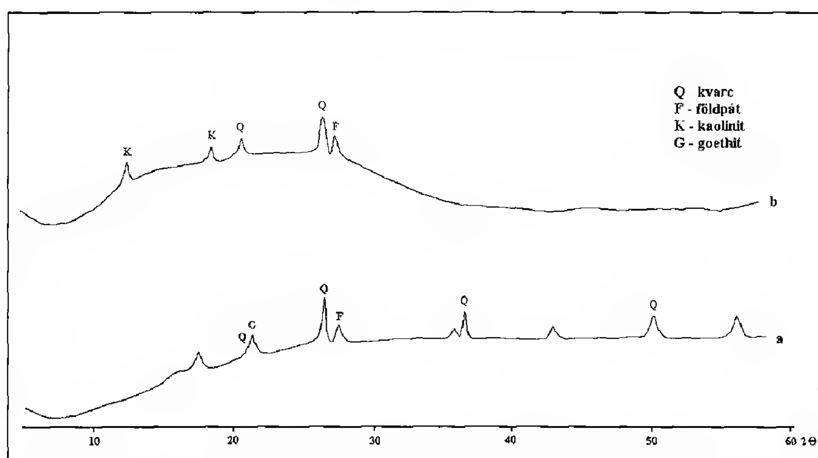




6. ábra. Röntgen diffraktogramok (47 – minta szám – rendezetlen preparátum teljes minta; o – irányított minta (<5 mm frakció); g – irányított és etilénglikollal kezelt minta)

Fig. 6 X-ray diffractograms. Legend: 47 – sample number – non-oriented bulk sample; o – oriented sample of the <5 mm fraction; g – ethylene-glycolated and oriented sample

Fig. 6. – Difractograme RX. Legendă: 47 – număr probă – preparat neorientat din proba globală; o – probă orientată pentru fracţiunea <5 mm; g – probă orientată şi etilenglicolată



7. ábra. Nagy amorf fázissal rendelkező teljes minták röntgen diffraktogramja. a – 41-es minta; b – 50-es minta

Fig. 7. X-ray diffractogram of the bulk samples with high amount of amorphous phase. a – sample 41; b – sample

Fig. 7. Difractograme RX pe probe globale cu conţinut ridicat de faze amorfe. a – proba 41; b – proba 50

csoportjába (endomagmás és hidrotermás kialakulás) a külszíni hatásoknak ellenáló (kvarc, turmalin, apatit, zirkon, monacit, epidot-zoizit) vagy csak részlegesen ellenálló (plagioklász, amfibol, piroxén, biotit stb.) ásványok tartoznak.

A tanulmányozott terület autigén ásványai a vasbiszulfidok (pirit, markazit) oxidációja-hidratálása és a kénsav karbonátokkal és/vagy szilikátokkal való reakciója következtében jöttek létre. Ezek az ásványok a következők: gipsz, Na-jarosit, K-jarosit, quenstedtit, sziderotil, lepidokrokit, goethit és amorf vas-hidroxidok valamint a krisztobalit, amely az agyagosodás során keletkezett. Az agyagásványok közül ide sorolhatjuk a kaolinitot, montmorillonitot és a vermikulitot, amelyek lehetnének akár mállási eredetűek is. A többi agyagásvány (illit, illit/montmorillonit és részben a kaolinit) hidrotermálisan alakult ki.

A másodlagos ásványok keletkezése a külszíni bányában és a meddőhányókon az oxigén és a víz hatásának köszönhető, amely folyamat során a vasbiszulfidok oxidálódnak és hidratálódnak. A másodlagos ásványok társulását követve megállapítható, hogy az ásványok kialakulásának egyik feltétele a pH igen savas jellegen keresztül (pH 2–3: lepidokrokit, goethit, jarosit), a közepes savasságon át (pH 4–5: kaolinit) a gyenge savas-bázikus (pH 6–8: montmorillonit, amorf $Fe(OH)_3$, gipsz, vermikulit) jellegig változott.

A bányavizek kiömlési területén a lepidokrokit, goethit és az amorf vas-hidroxidok bekéregződéseket képezhetnek (HOLMSTRÖM et al. 1999). Hasonló eset található a II-es táró meddőhányójának déli- és dél-keleti részén (a 41-es minta vételezési helye), ahol a vas-oxi-hidroxid lerakódások jellemzőek (*8a. ábra*). A vas-oxi-hidroxidok nagy mennyiségben megtalálhatók a II-es és a III-as tárók bejáratainál is. A III-as táróban kialakult „bányató" üledék nagymennyiségű

8. ábra. a) Vas-oxi-hidroxid bekéregződés a II-es táró meddőhányója előtt; b) a III-as tárónál felgyülemlett amorf vas-hidroxidok

Fig. 8. a) Crusty deposits of iron oxi-hydroxides in front of the gallery II; b) accumulations of amorphous iron hydroxides from the gallery III

Fig. 8. a) Depuneri crustiforme de oxi-hidroxizi de fier din faţa haldei galeriei II; b) acumulările de hidroxizi de fier amorfi de la galeria III.

amorf vas-hidroxidot (+ agyagásványok=kb. 540 m^3 víz és vas-hidroxid elegy) tartalmaz (itt a bányavíz gyengén savas jellegű – pH=5,5 – *8b. ábra*).

Geokémiai elemzések

Akárcsak más hasonló esetben (pl. a spanyolországi Tinto és Odiel folyók esetében – COSSA et al. 2001), a csíkszentimrei Büdösfürdőn végzett bányamunkálatok területén a szulfidok oxidációja következtében a környék forrás- és folyóvizei igen magas H^+, $Fe(OH)_3$, SO_4^{2-} és oldott fémionkoncentrációval jellemezhetők (*4. táblázat* – LACZKÓ et al. 2003). A vizek savasságát elősegítik az utóvulkáni gázömlések is (CO_2 ~ 94,55%, H_2S ~ 0,256 mg/l, N_2 ~ 5% – JAKAB et al. 1974), amelyek igen jelentősek a környéken.

A vasbiszulfidok bomlása következtében újonnan keletkezett ásványok – akárcsak az agyagásványok – nagy fajlagos felületüknek köszönhetően ezekből az oldatokból a pH-tól, az oldat ionkötéseinek erősségétől és az oldatban lévő fémkoncentrációtól függően különböző fémeket képesek adszorbeálni (DIAKONOV 1998). Ezeknek a kémiai elemeknek a jelenlétét a tanulmányozott terület átalakulási övében az ICP-AES (As, Cu, Fe, Hg, P, Pb, S, Sb, Sn, Zn) és a CV-AAS (Hg) módszerekkel mutattuk ki.

4. táblázat. A csíkszentimrei Büdösfürdő vizeinek fizikai-kémiai paraméterei (nyári adatok 2003)
Fig. 4 The physico-chemical parameters of waters from Sântimbru Băi (data of summer, 2003)
Fig. 4. Parametrii fizico-chimic al apelor de la Sântimbru Băi (date din vara anului 2003)

Mérési hely	T °C	pH	Eh mV	EC µS/cm	TDS mg/l
Felszíni bánya északi oldalán található forrás	8,2	6,19	227	119,7	59,6
Felszíni bánya déli oldalán található forrás	9,1	6,34	254	77,7	39
„Szemforrás" – I-es táró meddőhányója mellett	15	4,1	-	339	164
Borvízforrás az II-es tárótól délre (30 m)	8,7	5	136	142,7	71
II-es tároból kifolyó bányavíz	7,8	3,1	128	758	374
Kenderes-patak a II-es táró meddőhányója déli oldalán	10	2,75	-	790	396
A II-es táró meddőhányója alól előbukkanó forrás	7,4	2,39	-	1610	800
Kenderes-patak összefolyása a II-es táró bányavizével a meddőhányó alatt	9	2,41	-	1102	554
Kenderes-patak a III-as táró fölött	10	3,58	-	244	122
III-as tárόból kifolyó bányavíz	8,2	5,5	166	370	190
Kenderes-patak összefolyása a III-as táró bányavizével	10	5,66	-	298	149

- EC – elektromos vezetőképesség (electric conductivity --conductivitate electricà);
- TDS – teljes oldott sókoncentráció (total disolved salts – total saruri dizolvatà).

ICP-AES elemzések

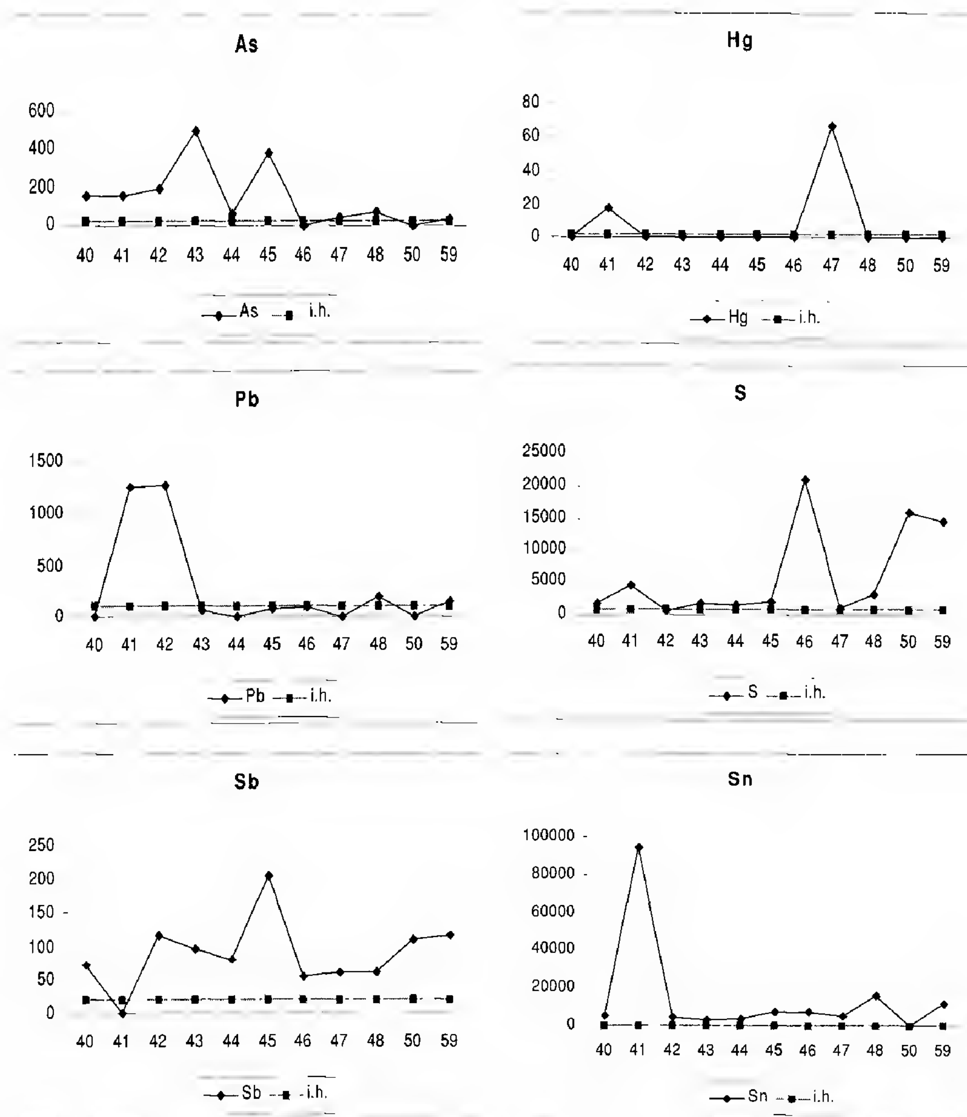
Az ICP-AES analitikai módszerrel kimutatott kémiai elemek koncentrációja a következő határértékeket mutatta: As: 34–505 mg/kg; Cu: 7–166 mg/kg; Fe: 346–211834 mg/kg; Hg: 18–67 mg/kg; P: 90–608 mg/kg; Pb: 54–1262 mg/kg; S: 581–21133 mg/kg; Sb: 55–206 mg/kg; Sn: 141–94022 mg/kg; Zn; 2–33 mg/kg (*5. táblázat*).

Összehasonítva a kapott értékeket a Romániai Hivatalos Közlönyben (1997, I. rész, bis/6. XI. kötet, 303. szám) megjelent beavatkozási határértékekkel megálla-

5. táblázat. A csíkszentimrei Büdösfürdő higanytelepének átalakulási övéből származó minták elemkoncentrációja (mg/kg) (ha – határérték alatt)
Table 5. Elemental composition of the samples (reported in mg/kg) from the alteration crust from Sântimbru Băi (ha – below detection limit)
Tabelul 5. Concentraţiile elementelor chimice din crusta de alterare de la Sântimbru Băi (ha – sub limita de detecţie)

Minta Elem	P40	P41	P42	P43	P44	P45	P46	P47	P48	P50	P59
	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
As	166	165	198	505	65	388	ha	45	68	ha	34
Cu	7	166	10	55	9	10	14	15	11	14	12
Fe	13141	211834	11053	7065	7912	16886	18442	13081	38262	346	30011
Hg	ha	18	ha	ha	ha	ha	ha	67	ha	ha	ha
P	136	282	203	133	181	357	431	208	608	90	292
Pb	ha	1250	1262	54	ha	79	92	ha	189	ha	151
S	1827	4643	581	1796	1587	1966	21133	1257	3325	16063	14761
Sb	71	ha	117	96	81	206	55	60	62	110	118
Sn	5090	94022	4388	2891	3560	6814	7460	5121	15892	141	11942
Zn	ha	7	2	ha	ha	ha	12	ha	33	19	12

pítható, hogy a legnagyobb koncentrációt az As, Hg, Pb, S, Sb és Sn mutatják (*9. ábra*). Az említett kémiai elemek jórészt a meddőhányókon kialakult mállási



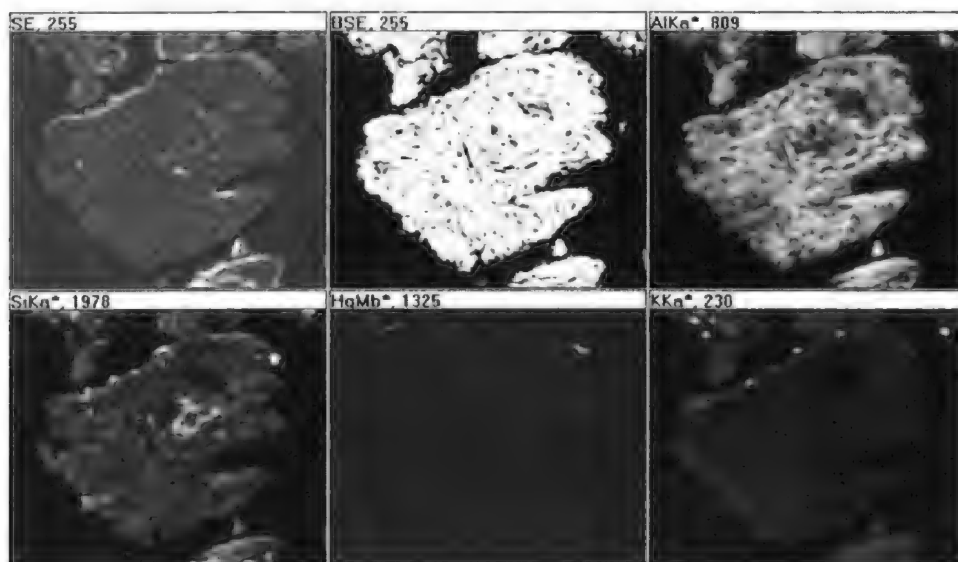
9. ábra. Különböző kémiai elemek koncentrációja a szentimrei büdösfürdői mállási övben a Romániai Hivatalos Közlönyben megjelent beavatkozási határértékekhez viszonyítva (i.h. – beavatkozási határ; 41 – minta szám; As - 25 mg/kg; Hg – 2 mg/kg; Pb – 100 mg/kg; S – 1000 mg/kg; Sb – 20 mg/kg; Sn – 50 mg/kg)

Fig. 9 Concentrations of some elements from the alteration crust in comparison with the intervention limits published in the Official Gazette of Romania (i.h. – intervention limit; 41 – sample number; As – 25 mg/kg; Hg – 2 mg/kg; Pb – 100 mg/kg; S – 1000 mg/kg; Sb – 20 mg/kg; Sn – 50 mg/kg)

Fig. 9. Concentrația elementelor chimice determinate în crusta de alterare de la Sântimbru Băi, în comparație cu limitele de intervenție date în Monitorul Oficial al României (i.h. – limită de intervenție; 41 – numărul probei; As – 25 mg/kg; Hg – 2 mg/kg; Pb – 100 mg/kg; S – 1000 mg/kg; Sb – 20 mg/kg; Sn – 50 mg/kg)

övben halmozódnak fel. A legnagyobb As-, Pb-, S-, Sb- és Sn-koncentrációt a II-es bánya meddőhányóján, míg a legnagyobb Hg-koncentrációt a III-as bánya meddőhányóján mértük. Ugyanakkor jelentős a S-, Sb- és a Sn-koncentráció a külszíni bánya területén is. Ezeknek az elemeknek a legjelentősebb feldúsulása a 41-es, a 47-es és a 48-as mintákban figyelhető meg.

A 43-as minta SEM-EDX vizsgálata során (elemeloszlási térkép), a vizsgált szemcse peremén fémes higany jelenléte volt megfigyelhető (*10. ábra*).



10. ábra. Jellegzetes SEM felvétel és megfelelő röntgensugaras elemeloszlási (Al, Si, Hg és K) térképek (43-as minta). Lépték 100 μm

Fig. 10 Back scattered electron (BSE) image and corresponding X-ray maps (SEM) for Al, Si, Hg and K (43 sample). Scale bar represents 100 μm

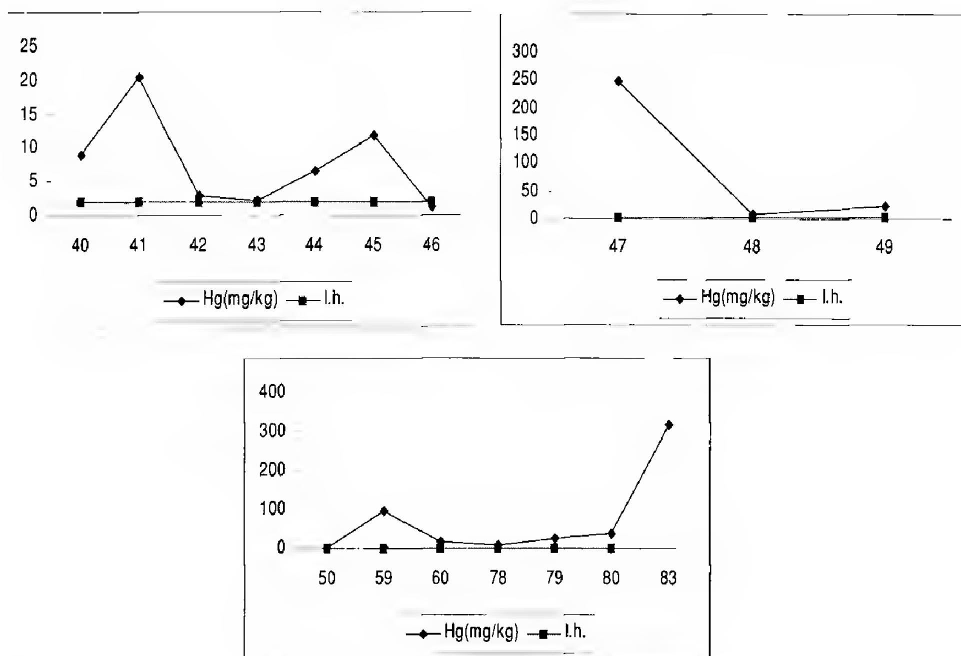
Fig. 10. Harta de distribuţie a radiaţiei Mb a elementelor (Al, Si, Hg şi K) analizate cu SEM-EDX (Proba 43). Scara: 100 μm

CV-AAS elemzések

Az ICP-AES analitikai módszerrel csak a 41-es és a 47-es mintában sikerült kimutatni a higany jelenlétét. A CV-AAS módszerrel, lévén az egyik legmegfelelőbb eljárás ebben az esetben, már mindegyik mintában kimutatható volt a higany jelenléte (*6. táblázat*).

6. táblázat. Az atomabszorpciós spektrofotometria eredményei
Table 6 Results of the atomic absorption spectrophotometry
Tabelul 6. Rezultatele analizelor spectrofotometriei de absorpţie atomică

Minta	40	41	42	43	44	45	46	47	48
Hg(mg/kg)	8,87	20,5	2,836	2,172	6,418	11,709	1,123	248	8,96
Minta	49	50	59	60	78	79	80	83	
Hg(mg/kg)	23,532	1,407	96,25	16,633	9,363	25,771	38,764	316,832	



11. ábra. Az összes higany koncentrációjának változása: a) II-es táró meddőhányója; b) III-as táró meddőhányója; c) külszíni bánya (i.h. – beavatkozási határ – 2 mg/kg; 41 – minta szám)

Fig. 11 Variation of the total mercury concentration: a) dump of the gallery II; b) dump of gallery III; c) quarry (i.h. – intervention limit – 2 mg/kg; 41 – sample number)

Fig. 11. Variaţia concentraţiei total-mercur: a) halda galeriei II; b) halda galeriei III; c) cariera (i.h. – limita de intervenţie – 2 mg/kg; 41 – numărul probei)

A higany koncentrációja, két eset kivételével (46, 50-es minták), mindegyik mintában többszörösen meghaladja a Romániában érvényben levő beavatkozási határértékeket (*11. ábra*).

Geokémiai diszkusszió

Az ICP-AES analitikai módszerrel elemzett mintákban az As, Hg, Pb, S, Sb és a Sn igen jelentős koncentrációt mutatnak.

A II-es bánya meddőhányója délkeleti oldalán, vas-oxi-hidroxidokból és agyagásványokból kialakult bekéregződésből vett minta (41-es minta) jelentős vas- (211834 mg/kg), ólom- (1250 mg/kg) és ón- (94022 mg/kg) koncentrációt mutat. Az ólom-koncentráció 12-szer, az ón- közel 2000-szer míg a higanykoncentráció kilencszer haladja meg a Romániában érvényben levő beavatkozási határértéket.

Hasonlóképpen, a III-as bánya meddőhányójának délkeleti oldalából vett agyagos mintában (47-es minta) az As-, Hg-, Fe-, S-, Sb- és Sn-koncentráció igen magas értéket mutat. A higanykoncentráció (66,75 mg/kg) 33-szor haladja meg az beavatkozási értéket (2 mg/kg). Ugyanerről a helyről származó 48-as mintában szintén nagy Fe-, Pb- és Sn- (Fe – 38262 mg/kg; Pb – 189 mg/kg; Sn – 15892 mg/kg)

koncentrációt mértünk. Itt az ólom közel kétszer, míg az ón- 317-szer haladja meg az beavatkozási határértéket.

A CV-AAS analitikai módszerrel elemzett minták Hg koncentrációja az 1,12–316,83 mg/kg intervallumban található. Ezek az értékek összevethetők a szlovéniai Idrija folyó környékén mért értékekkel (5–300 mg/kg, GOSAR et al. 1997). A legnagyobb értéket a külszíni bányából származó 83-as mintában mértük, ahol a higanykoncentráció az beavatkozási határértéket (2 mg/kg) közel 159-szer haladja meg. A második legnagyobb érték a 47-es mintában volt észlelhető (III-as táró meddőhányója), ahol az beavatkozási határértéket 124-szer haladja meg.

A higany ezekben a mintákban lehet kötött (HgS, CH_3Hg^+) vagy szabad állapotban (Hg^0, Hg^{2+}). A Hg^0 és a Hg^{2+} a HgS és a higanyt tartalmazó ásványok (galenit, szfalerit, kalkopirit, pirit, markazit, antimonit) oxidációja következtében és a natív higany jelenléte révén jelennek meg (BENOIT et al. 1994; CAROLL et al. 2000; KARAMATA et al. 1995). Az általunk elemzett mintákban csak az összes higany koncentrációt mutattuk ki. Megjegyzendő, hogy ezekben a mintákban sem szabadszemmel, sem az ásványtani elemzések segítségével a cinnabarit jelenlétét nem mutattuk ki. Az elemzett mintákban a szabad állapotban levő higanyt, akárcsak más hasonló esetben (pl. a brazíliai Para állambeli tapajo-völgyi Alter-do-Chao geológiai összlet esetében – ROULET et al. 1998), igen nagy valószínűséggel, a vas-oxi-hidroxidok és az agyagásványok jelenléte kontrolálja. SAVENKO (2000) szerint a higanyt adszorbeálni képes ásványok, sorrendben, a következők: montmorillonit, vas-oxi-hidroxidok, illit és kaolinit. Amint láttuk az ásványtan fejezetben, ezek az ásványok a tanulmányozott területen mind jelen vannak.

Következtetések

A csíkszentimrei Büdösfürdőn feltárt higanytelep átalakulási övének a tanulmányozása során egy sor eredeti (endomagmás és hidrotermás) és egy sor a mállás során újonnan keletkezett ásványt azonosítottunk. Az allogén ásványok a következők: kvarc, turmalin, apatit, cirkon, monacit, epidot, zoizit, plagioklász, amfibol, piroxén, biotit. A hidrotermális agyagásványok (illit, illit/ montmorillonit, részben a kaolinit) is ugyanebbe az ásványsorba csoportosíthatók. Az autigén ásványok a következők: gipsz, lepidokrokit, goethit, amorf vashidroxid, Na-jarosit, K-jarosit, quenstedtit, sziderotil (a vasbiszulfidok oxidációja valamint a kénsav karbonát- és/vagy szilikátásványokkal való reakció termékei) és krisztobalit, ami felszíni agyagosodás során keletkezett. Az agyagásványok közül a kaolinit, a montmorillonit és a vermikulit tartozik ide.

A másodlagos ásványok kialakulása a meddőhányók, valamint a feltárás felszínén az oxigén és a víz körforgásának az eredménye. A szulfidok oxidálása valamint az utóvulkáni gázömlések következtében a tanulmányozott területen erősen savas oldatok jöttek létre (pH 2,41–6,34). Ez a tény tükröződik az autigén ásványok asszociációjában is, amelyet követve változatos képződési környezeteket figyelhetünk meg, az erősen savas jellegűtől (pH 2–3: lepidokrokit, goethit, jarosit), a közepesen savas jellegűtől (pH 4–5: kaolinit) és az enyhén savas – enyhén bázikusig (pH 6–8: montmorillonit, amorf $Fe(OH)_3$, gipsz, vermikulit).

Az exogén folyamatok hatásának következtében, a mállási övben felhalmozódott kémiai elemek koncentrációjának meghatározása (ICP-AES – As, Cu, Fe, Hg, P, Pb, S, Sb, Sn, Zn- és AAS–Hg-módszerek használatával), hozájárult a tanulmányozott terület környezetszennyezésének felméréséhez. A geokémiai elemzések eredményeként megállapítottuk, hogy a legjelentősebb feldúsulást az As, Hg, Pb, Sb és Sn mutatja. Ezen elemek koncentrációja messze meghaladja a Romániai Hivatalos Közlönyben meghatározott beavatkozási határértékeket (As: 34-505/25 mg/kg; Hg: 2,17–316,83/2 mg/kg; Pb: 151–1262/100 mg/kg; Sb: 55– 206/20 mg/kg; Sn: 141–94022/50 mg/kg). Az említett kémiai elemek nagy koncentrációja komoly veszélyt jelenthet a Szentimrei Büdösfürdő környezetére.

Irodalom – References

BENOIT, G., SCHWANTES, J. M., JACINTO, G. & GOUDCOLLINS, M. R. 1994: Preliminary study of the redistribution and transformation of Hg from cinnabar mine tailings deposited in Honda Bay, Palawan, Philippines. – *Mar. Pollut. Bull.* **28**, 754–759.

CAROLL, R. H. W., WARWICK, J. J., HEIM, K. J., BONZONGO, J. C., MILLER, J. R. & LYONS, W. B. 1999: Simulation of mercury transport and fate in the Carson River, Nevada. – *Ecological Modelling* **125**, 255–278.

COSSA, D., ELBAZ-POULICHET, F. & NIETO, J. M. 2001: Mercury in the Tinto-Odiel Estuarine System (Gulf of Cádiz, Spain): Sources and Dispersion. – *Aquatic Geochemistry* **7**, 1–12.

DIAKONOV, I. I. 1998: Thermodynamic properties of iron oxides and hydroxides.III. Surface and bulk thermodynamic properties of lepidocrocite (ã-FeOOH) to 500 K. – *European Journal of Mineralogy* **10**, 31–41.

GOSAR, M., PIRC, P. S. & BIDOVEC, M. 1997: Mercury in the Idrija River sediments as a reflection of mining and smelting activities of the Idrija mine mecury. – *Journal of Geochemical Exploration* **58**, 125–131.

HOLMSTRÖM, H., LJUNGBERG, J., EKSTRÖM, M. & ÖHLANDER, B. 1999: Secondary copper enrichment in tailings at the Laver mine, northern Sweden. – *Environmental Geology* **38/4**, 327–342.

JAKAB, K., MÁLNÁSI, G. & SALAMON, M. 1974: Solfatarele din judeţul Harghita şi Covasna; Specificul balneologiei româneşti – Factorii terapeutici naturali din judeţul Harghita. Edit. De Consiliul Popular al jud. Harghita direcţia sanitară, 131–133.

KARAMATA, S., OZEROVA, N. & JANKOVIC, S. 1995: Metalogenetic aspects of mercury geochemistry in ore deposits of the central part of the Balkan peninsula. – *Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.* **4/2**, 741–746, Athenes.

LACZKÓ, A. A. 2003: The prezence of tourmaline in the Harghita Mountains' volcanic structures. – *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, Geologia* – Special Issue, 53–55.

LACZKÓ, A. A., GHERGARI, L. & TÓTH, A. 2003: Surse de poluare în perimetrul mineralizaţiei cinabrifere de la Sântimbru-Băi, judeţul Harghita. – *Environment & Progress – 2003, Universitatea "Babeş-Bólyai"*, Cluj-Napoca, 303–307.

LACZKÓ, A. A., GHERGARI, L. & GÁL, J. 2004: The impact of the supergene alteration processes in the polution of the mining area from Sântimbru-Băi (Southern Harghita mountains). – *R.J. Petrology*, **79**, supplement **1**, p. 38, Bucureşti.

MÂRZA, I. 2002: Geneza zăcămintelor de origine magmatică – *Metalogenia hidrotermală* **4**, 516 p. Presa Universitară Clujeană.

Monitorul Oficial al României, partea I., nr. 303 bis/6. XI. 1997.

MOTOI, GR., SZAKÁCS, AL., SETEL, A., VRAŞMAŞ, N., SETEL, M. & TANASESCU, L. 1975: Jelentés (Raport privind sinteza lucrarilor geologice efectuate pentru mineralizatii de fier, mercur, sulf, sulfuri polimetalice şi roci utile (caolin), în formatiunile vulcanosedimentare si eruptive neogene din munţii Harghita de Sud, judeţul Harghita). 62 p., problema IV/12. A SC"GEOLEX"SA arhívuma, Csíkszereda.

PELTZ, S, STANCIU, C., ANASTASE, S., TANASESCU, A., UDRESCU, C., VASILIU, C. & VÎJDEA, E. 1974: Jelentés. (Raport geologic – Studiu de sinteza al forajelor de mare adâncime şi medie, executate de IPEG-

Harghita şi corelarea cu datele de suprafaţa – Forajele de adâncime mare de la Sântimbru Băi şi Harghita.). 63. Tema 21. Bucureşti. A SC"GEOLEX"SA arhívuma, Csíkszereda.

ROULET, M., LUCOTTE, M., SAINT-AUBIN, A., TRAN, S., RHEAULT, I., FARELLA, N., DE JESUS DASILVA, E., DEZENCOURT, J., SOUSA PASSOS, C. J., SANTOS SOARES, G., GUIMARAES, J. R., MERGLER, D. & AMORIM, M. 1998: The geochemistry of mercury in central Amazonian soils developed on the Alter-do-Chao formation of the lower Tapajos River Valley, Para state, Brazil. – *The Science of the Total Environment* **223/1**, 1–24.

SAVENKO, A. V. 2000: Experimental studying Hg sorption on mineral suspensions in the zone of sea and river water mixing. – *Water Resources* **27/6**, 688–691.

STANCIU, C. 1984: Hypogene alteration genetic types related to the Neogene volcanism of the East Carpathians, Romania. – *An. Inst. Geol. Geof.* **64**, 235–243.

STANCIU, C. 1996: Zonele de alterare hidrotermala interceptate de foraje în vulcanitele neogene din Carpaţii Orientali. – *Anuarul Institutului Geologic al României* **69/I**, 259–261.

SZAKÁCS, AL. & SEGHEDI, I. 1995: Time-space evolution of Neogene-Quaternary volcanism in the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain. – *R. J. of Stratigraphy* **76**, 24.

TĂNĂSESCU, L. 1978: Date asupra prezenţei turmalinei şi fluorinei în vulcanitele neogene din munţii Harghita. Dări de seamă ale şedinţelor 64, (1976–1977), 37–41.

Kézirat beérkezett: 2004. 05. 05.

Földtani Közlöny 134/4, 165–168. (2004) Budapest

Hírek, ismertetések

Összeállította: KÁZMÉR Miklós

RENDEZVÉNYEK

GEO-2004: a Magyar Földtudományi Szakemberek VII. Világtalálkozója

Az előző, VI. találkozón (Sopron–Őrvidék, 2002) alkalmával hozott határozat értelmében a rendezvény kétnapos délvidéki (bácskai–szerémségi) kirándulással kezdődött (2004. aug. 29–30), KOCSIS Károly miskolci földrajzprofesszor vezetésével, aki minden korábbinál alaposabb Kirándulásvezető füzetet állított össze (65 oldal) Azonban mindössze 46 résztvevője volt (egy autóbusz). Ugyanis a Románia és Szerbia-Montenegro között 2004 július 1-ével bevezetett kölcsönös vízumkényszer lidércnyomás szintű adminisztratív nehézségei miatt erdélyi kollégáink nem tudtak részt venni rajta.

Szegedről indulva (röszkei határátlépéssel a horgosi csárdához), szakszerű tájékoztatást kaptunk a Délvidék magyarságának eseménydús múltjáról és megoldatlan jelenéről. Újvidéken csatlakoztak hozzánk helyi vezetőink. A belváros műemlékeit, a régebbi és legújabb háborúk emlékeit őrző Duna-hidakat és a péterváradi erődöt, „a Duna Gibraltárját" Saša KICOŠEV, az Újvidéki Egyetem földrajz és turizmus professzora mutatta be, MÉSZÁROS Minucsér tanársegéd tolmácsolásában. Belgrádban közösen helyeztünk el koszorút Nándorfehérvár 1456-os sikeres védelme hőseinek emlékkövéhez. Aznap este a Fruska Gora hegység tetején levő TV-torony lábánál épült új hotelben szállt meg a társaság. Másnap KEMENCZI Rózsa újvidéki olajgeológus mutatta be a hegység jellegzetes kőzeteit, a szerpentinittől a beocsini cementmárgáig. Ez a szerpentinit arról nevezetes, hogy mélységi kiterjedését 1902–1904-ben EÖTVOS Loránd és munkatársai gravitációs és geomágneses szelvényezés együttes kiértékelésével állapították meg, kizárva az eredetileg, csupán Eötvös-inga mérések alapján feltételezett vasérc jelenlétét. Ez módszertani világelsőséget jelent. A Kirándulásvezető a Fruska Gora Nemzeti Park növény- és állatvilágának, valamint néhány kulturális nevezetességének ismertetését is tartalmazza. A „Szerémségi Riviéra" Duna-partján, a karasi csárdában az egész társaságot a Szerb Földtani Társulat vezetői látták vendégül ebédre. Visszatérőben Szegedre egy rövid alkonyi városnézésre is nyílt lehetőség Szabadkán, különös tekintettel a LECHNER Ödön művei közé tartozó Városházára.

A Szegedi Egyetem Gazdaságtudományi karán tartott előadóüléseknek 141 résztvevője volt 8 országból. 16 plenáris előadást követően 5 szekcióban összesen 50 előadás hangzott el, és 20 posztert mutattak be. (A programot és az előadáskivonatokat tartalmazó füzet, amelyet KOVÁCS-PÁLFFY Péter szerkesztett, szintén jóval terjedelmesebb volt az előzőknél: 91 A/4 oldal!) Szeged város vezetősége a városházán állófogadást adott a résztvevők tiszteletére. A plenáris előadások a Földtani Kutatásban fognak megjelenni.

A szept. 2-i utókiránduláson 25 fő vett részt. Ez a Körös–Maros Nemzeti Park növény- és állatvilágát, valamint környezetföldtani problémáit mutatta be.

A Szervezőbizottság egyhangú állásfoglalása alapján a következő, 2006. augusztusában esedékes VIII. Világtalálkozót a Pécsi Egyetem közreműködésével pécsi előadóülésekkel, egynapos mecseki és kétnapos horvátországi kirándulással tervezzük. Ebben partnerként számítunk a Horvát Földtani Társulatra, a Horvát Földtani Intézetre és a Zágrábi Egyetemre. A kapcsolatfelvétel már meg is történt, az első fogadtatás horvát részről kedvező, az útvonaltervezet elkészült.

DUDICH Endre

SZEMÉLYI HÍREK

Dr. KISS János, az Eötvös Loránd Tudományegyetem Ásványtani tanszékének nyugalmazott tanszékvezető tanára, volt tudományos dékánhelyettes, a Magyarhoni Földtani Társulat tiszteleti tagja 2005. február 6-án, életének 84. évében elhunyt. Búcsúztatása 2005. február 25-én volt a kőbányai Szent László templomban. A templom urnatemetőjében helyezték örök nyugalomra.

Emlékünkben és munkáiban tovább él.

MEGJELENT KÖNYVEK

Hubbes Éva (2004): Benkő Ferenc egyetemjárása. Tanulmány és Benkő Ferenc peregrinációs albuma.

Érc- és Ásványbányászati Múzeum, Rudabánya, 141 oldal, 21 ábra. Ára a MÁFI Múzeumában: 500 HUF

BENKŐ Ferenc nevével, munkásságának jelentőségével általában az ásványtani stúdiumok elején találkozik az, akiből geológus lesz a hazai oktatási rendszerben: a híres „KOCH–SZTRÓKAY" első szakaszában látható először művének, az első magyar nyelvű ásványtani szakkönyvnek a címlapja — nem térve ki most a különböző kiállítások bemutatóinak anyagára.

Itt merül föl azonban az első kérdés: egy ilyen tudósi pálya miképp kezdődött akkoriban — valamikor két évszázaddal ezelőtt?

Nos, erre tankönyveink, kézikönyveink nem felelnek, csak a levéltárak tudós munkatársának, a Székelyudvarhelyt élő, ma már nyugdíjas kutatónak, HUBBES Évának a könyve ad választ, bemutatva nem csupán az életpályát, a lehető részletességgel, de annak az akkori fiatalembernek a kor szokása szerint magával vitt „útinaplóját", a közeli és távoli kollégák és tanárok figyelmünkre érdemes bejegyzéseivel — s természetesen (az efféle dokumentumok alapján rekonstruálható módon) azt a többé-kevésbé részletes útvonalat — ahogy nyugat-európai tanulmányútját az a vándordiák annak idején bejárta.

A peregrinációs album bejegyzéseinek nagy többsége az 1776 és 1790 közötti évekből való. A majd harminc oldalas, hat oldalnyi jegyzettel kísért tanulmány után következik magának a kisalakú albumnak, és főképpen latin nyelvű bejegyzéseinek betűhív átírása, közreadása. A forráskiadvány értékét nagyban emeli a bejegyzők időrendi és hely szerinti csoportosítása is. Az albumban szereplő, illetve a Diáriumban említett személyek rövid bemutatása olvasható ABC-rendben, de — a visszakeresés megkönnyítésére! — az Albumba tett bejegyzések szerinti sorszámokkal az egyes sorok elején. Így találkozunk BORN Ignác és Johann Ehrenreich von FICHTEL, Johann Friedrich GMELIN, Franz Josef MÜLLER, Lazzaro SPALLANZANI, illetve GYARMATHI Sámuel, HELMETZI István, sőt INTZE Mihály tisztiorvos-mineralógus nevével is. Részletesebb felsorolást még várni is lehetetlen: majdnem kétszáz jeles személyisége a kornak adott megfontolásra érdemes jótanácsot — vagy csak rövid név-bejegyzést a tudvágyó vándordiák akkori „emlékkönyvébe".

Egy mondatot még — hiszem, az Olvasók, a Kollégák belegyezésével! — a recenzenstől: Rudabánya, azaz a HADOBÁS Sándor-szerkesztette újabb kiadvánnyal azoknak a műveknek a sorát gyarapítja, melyek a hazai művelődési intézmények mai nehéz helyzetében is gazdagítják a tágabb szakma művelőinek, barátainak tárgybéli ismereteit.

PAPP Péter

Kőpénzek. Mondák, költemények és énekek. Szerkesztette HÁLA József. KECSKEMÉTI Tibor és VOIGT Vilmos tanulmányával, KAZÁR Emese illusztrációival.

Mentor Kiadó, Marosvásárhely, 2004., 334 oldal. Kapható a Társulatban és a MÁFI-ban 2500 forintért.

Több mint 400 évvel I. (Szent) László király halála (1095) után, 1499-ben jelent meg TEMESVÁRI Pelbárt latin nyelvű írásában a kővé vált pénzek legendája, miszerint „Úgy beszélik, hogy a menekülő ellenség pénzt szórt el, hadd tartsa vissza a kapzsiság az üldözőket. De László imájára mindez a sok pénz kövekké változott. E pénzek kőbe formált emlékei máig is láthatók, ahogyan sokan állítják, akik azokon a tájakon jártak." A legenda azután tovább élt, hol a király menekültében szóratta el a pénzt, hol fordítva emlékeznek, s vannak, akik az ellenségben a tatárokat, kunokat, törököket vagy éppen a hunokat látták. A monda költemények, énekek, leírások, a templomi ábrázolások formájában olyannyira mélyen gyökerezik, hogy annak egyik változatát még 2002-ben Magyarlapádon is feljegyezték. A Szent László kőpénzeihez kapcsolódó írások egy része természetesen már korábban is ismert volt, ebben a könyvben mégis felfrissülést kaptak. HÁLA József konok munkával sok eredeti forrást tárt fel, jegyzeteiben tudományos igényességű támpontot ad a mondák továbbvivőinek. Elfeledett énekekkel, és különösen felvidéki adatokkal bővítette a legendáriumot.

VOIGT Vilmos, a kővé vált pénzek folklórjáról írt részletes tanulmányából azt is megtudhatjuk, hogy a kőpénzek története nem közvetlenül a király halálakor alakult ki. Lehetséges, hogy a történet Európa más részéről, például a compostelai Szent Jakab-legendából vagy

máshonnan is származhat, és azt I. László szentté avatása (1192) után tulajdoníttatták a nagy királynak.

A kötet másik kísérő tanulmányát KECSKEMÉTI Tibor írta, aki közel 40 oldalon át tudományos igénnyel, és mégis népszerű módon kitűnő, akár egyetemi tananyagnak is beillő áttekintést ad a nummuliteszekről, amelyek közül csak néhány fajt neveznek Szent László pénzének. A régi nevek között előfordul még a kőlencse, a kunarany, a fillérkő, a kéménykő ugyanúgy, mint a bányarém krajcárja.

A könyv címlapján a legkorábbi, máig megmaradt Szent Lászlót és a kőpénzeket ábrázoló 18. századi peremartoni falikép látható. A szövegrészleteket és a tudományos fejezeteket a korabeli ábrák mellett KAZÁR Emese 6 művészi linometszete díszíti.

Külön ajánlás nélkül is biztosra vehető, hogy ezt a néhány év múlva már ritkaságnak számító könyvet a geológusok mellett még sokan mások is érdeklődéssel veszik kezükbe.

KORDOS László

RÓZSA Péter (2004): Város és környezete. Bevezetés a települések környezettanába

Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 200 p., 62 ábra, 26 táblázat, 22 fénykép. ISBN 963 472 811 1. beszerezhető: Sziget Könyvesbolt, 4032 Debrecen, Egyetem tér 1. Postacím: 4010 Debrecen, Pf. 76. sziget@ tigris.unideb.hu, sziget@szigetkonyv.hu. Ára 1216 Ft.

Végre! A könyv hiánypótló, nagyon-nagyon aktuális. Bárcsak minden illetékes, városatya, tisztviselő, tervező végigolvasná... A kétszáz oldalas, puhakötésű könyv végén 22 fekete-fehér fénykép, belül sok, jól érthető rajz és táblázat található. Logikus rendben tárgyalja mindazokat a természeti és emberi tényezőket, melyek a lakott területekre, elsősorban a városokra hatással vannak, melyekre a hatóságoknak (s nekünk, lakóknak is!) oda kellene figyelnünk, s szükség esetén tennünk kéne valamit. Mint kultúrtörténeti könyv is érdekes, hiszen a témát a mezopotámiai, egyiptomi, majd a kréta-mükénei települések ismertetésével kezdi. Az utóbbiak cunami okozta pusztulása most milyen szörnyű módon lett újra aktuális! A főbb fejezetek (az urbanizáció, a városok környezeti hatásai, a környezeti állapotot befolyásoló tényezők) sorrendje logikus. Az utolsó nagy fejezet a védelem módjait tárgyalja. A befolyásoló tényezők jelentős része természetesen szakmánkba vág, a terjedelem korlátai között teljes képet ad a gondokról. A hazai és külföldi példák aránya nagyon jó, ezek ismeretében sok bajt előzhetünk meg. A könyv végén a témába vágó magyar jogszabályokat is ismerteti, ami sokunknak (nem csak a szakembereknek) hasznos lehet.

A könyv kiadásának sürgőssége lehet az oka, hogy a rajzokba kisebb pontatlanságok csúsztak, például nincs megadva a süllyedés értékének mértékegysége a 3.20. ábrán. Néhány ábrán jó lett volna a méreteket megadni Ezek a hibák azonban eltörpülnek a könyv erényei és fontossága mellett.

A könyv anyaga a geológusok képzésében is fontos szerepet kaphat.

SZÓNOKI Miklós

MOLNÁR Béla (szerk.): Fejezetek a Világ regionális földtanából

JATEpress, 2004. p. 390. A könyv kapható a SzTE 6722 Szeged Vitéz utcai könyvesboltjában, ára 1650 Ft.

A SzTE Földtani és Őslénytani Tanszékén a „Fejezetek a Világ regionális földtanából" c. kollégiumot a tanszék oktatói, valamint olyan meghívott geológus előadók tartották akik egy-egy területen esetleg rövidebb, vagy hosszabb ideig dolgoztak. A cél az volt, hogy az előadások egyéni tapasztalatokra épüljenek, és az eredeti országok magyar nyelvre még nem fordított szakirodalma alapján mutassák be a terület földtani felépítését és fejlődését. Különösen fontos volt ez, mert a helyi földtani képződményekkel foglalkozó szakemberek a területek földtani felépítését és fejlődéstörténetét a lemeztektonikai fejlődési modellbe jobban el tudták helyezni. Ilyen módon az előadások egyéniek és színvonalasak voltak.

A szerkesztő és egyben író is úgy gondolta, hogy a legjobb előadások anyagát időszerű könyv formájában közreadni. Ehhez segítséget jelentett, hogy a könyv az Oktatási Minisztérium anyagi támogatásával, a Felsőoktatási Pályázatok Irodája által bonyolított Felsőoktatási Tankönyv-és Szakkönyvtámogatási Pályázat keretében jelent meg, amely a mérsékelt árában is megnyilvánul. A megjelenő könyv a magyar szakirodalomban hiánypótló.

A szerkesztőn kívül a könyv megírásában tizenkilenc további Magyarországon szakmailag elismert szerző vett részt. Többek között BALLA Z., BREZSNYÁSZKY K., DUDICH E., GAÁL G., GYARMATI P., HAAS J., KOMLÓSSY Gy., KORPÁS L., MÜLLER P., SCHEUER Gy., SZEDERKÉNYI T., ZELEMKA T. és VÖRÖS István. A több szerzőből adódik, hogy az egyes fejezetek tartalmukban és

stílusukban kissé eltérnek egymástól. Ugyancsak különbséget okoz az, hogy egy-egy fejezet mekkora területet fog át, és azoknak milyen az ismeretességi szintje. Mindezek ellenére a könyv az ismeretszerzésben hasznos szerepet tölt be.

A könyv nyolc fejezetet és 263 ábrát tartalmaz. Az első rövidebb bevezető fejezet a lemeztektonikai elméletet tárgyalja. A második a prekambriumi kontinentális kéreg kialakulását veszi sorra. A további 3–7 fejezet az egyes kontinensekhez tartozó területekkel foglalkozik. Természetesen Európa az egyik legrészletesebben ismertetett rész (27–166. oldal). Itt északról dél felé haladva számos terület és ország, többek között: a Balti-pajzs, Finnország, Izland, Belgium, Németország, Lengyelország, Spanyolország, Korzika, Bulgária, Délkelet-Európa érclelőhelyei és metallogéniája, földtanának tárgyalására kerül sor, de a Keleti- és a Déli Kárpátokat is bőven ismerteti.

Ázsiából a Kaukázus, Izrael, Irán és a Bajkál tó ismertetése került be a könyvbe.

Afrika ugyancsak jelentős helyet foglal el (201–265. oldal). Egyiptom és Líbia földtanán kívül tárgyalja ezen országok vízföldtanát is, de foglalkozik Tunézia szénhidrogén előfordulásaival, vagy Nyugat-Afrika és Zimbabwe, valamint Mozambik gazdag ásványi nyersanyag-előfordulásaival.

Észak-Amerika tárgyalása a könyvben szintén részletes (269–321. oldal). A Kanadai-pajzs, a Sziklás-hegység, a Szent András-törés, a Karibi-régió szigetív vulkánossága, Kuba, Mexikó szerepel a tárgyalandó területek között.

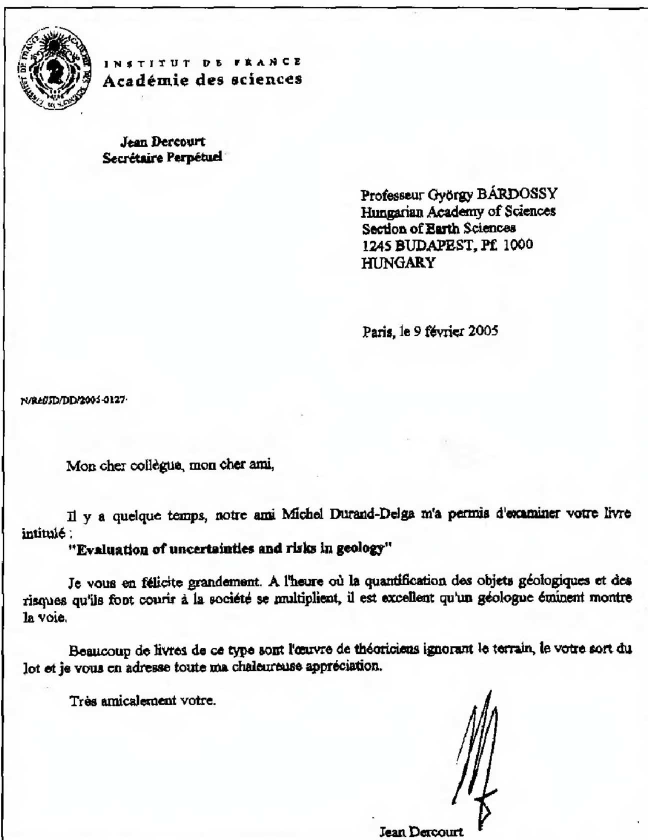
Érdekes fejezetek foglalkoznak az USA-beli Guadalupe-hegység permi Capitan-zátonyával, és Dél-Florida „természetes szedimentológiai laboratóriumával".

Dél-Amerikából Chile és az Argentin-Andok fejlődéstörtének ismertetésére kerül sor.

Külön rész foglalkozik Új-Zélad földtanával, különös tekintettel a geotermikus mezőkre.

Végül az utolsó nyolcadik fejezet a világ bauxit potenciálját és azon belül a magyarok részvételét a vietnami bauxit kutatásban veszi sorra és tárgyalja az alumíniumipar környezetszennyezését.

JENEI Mária


INSTITUT DE FRANCE
Académie des sciences

Jean Dercourt
Secrétaire Perpétuel

Professeur György BÁRDOSSY
Hungarian Academy of Sciences
Section of Earth Sciences
1245 BUDAPEST, Pf. 1000
HUNGARY

Paris, le 9 février 2005

N/Réf/JD/DD/2005-0127

Mon cher collègue, mon cher ami,

Il y a quelque temps, notre ami Michel Durand-Delga m'a permis d'examiner votre livre intitulé :
"Evaluation of uncertainties and risks in geology"

Je vous en félicite grandement. A l'heure où la quantification des objets géologiques et des risques qu'ils font courir à la société se multiplient, il est excellent qu'un géologue éminent montre la voie.

Beaucoup de livres de ce type sont l'œuvre de théoriciens ignorant le terrain, le votre sort du lot et je vous en adresse toute ma chaleureuse appréciation.

Très amicalement votre.

Jean Dercourt

A Magyarhoni Földtani Tásrulat gratulál BÁRDOSSY György könyvének elismeréséhez

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- **a, Cím**
- **b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)**
- **c, Összefoglalás (angol abstract)**
- **d, Bevezetés, előzmények**
- e, Módszerek
- f, Adatbázis, adatkezelés
- **g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt**
- h, Diszkusszió
- **i, Eredmények, következtetések**
- j, Köszönetnyilvánítás
- **k, Hivatkozott irodalom**
- l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
- m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny 135/1, 2005

Tartalom — Contents